现代水资源丛书

# 黄河流域二元水循环要素反演研究

王建华 江 东 著

科学出版社
www.sciencep.com

(TV-0039.0101)

ISBN 7-03-016590-X

9 787030 165909 >

ISBN 7-03-016590-X
定 价：38.00 元

现代水资源丛书

# 黄河流域二元水循环要素反演研究

王建华　江　东　著

本书受973课题“黄河流域水资源演变规律与二元演化模型（编号：G1999043602）”资助

科学出版社
北　京

## 内 容 简 介

本书在讨论人类活动对于流域水循环影响分析的基础上，针对流域二元水循环过程模拟的需求，全面综述了现代空间信息技术在流域水循环模拟中的应用情况。进而以黄河流域为例，综合利用空间信息技术对自然水循环中的降水和蒸散发等要素信息进行了精细反演，为现代环境下的流域水循环要素信息的获取提供了新的技术途径。然后还对包括人口、GDP等黄河流域社会经济要素和社会经济用水信息进行了空间化，从而使流域水循环二元信息的耦合成为可能。在此基础上构建了黄河流域二元水循环空间信息平台，为流域水循环分布式模拟提供了完整的信息基础。

本书可供水文水资源、空间信息技术等相关专业的科研人员、大专院校教师和研究生等阅读。

**图书在版编目(CIP)数据**

黄河流域二元水循环要素反演研究/王建华，江东著. —北京：科学出版社，2006

(现代水资源丛书)

ISBN 7-03-016590-X

Ⅰ. 黄… Ⅱ. ①王 ②江… Ⅲ. 黄河流域-水循环-研究 Ⅳ. P344.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2005)第 146066 号

责任编辑：谢洪源 刘 华/责任校对：鲁 素

责任印制：钱玉芬/封面设计：王 浩

科学出版社 出版

北京东黄城根北街16号

邮政编码：100717

http://www.sciencep.com

源海印刷有限责任公司印刷

科学出版社发行 各地新华书店经销

*

2006年1月第 一 版 开本：787×1092 1/16

2006年1月第一次印刷 印张：11 1/2

印数：1—2 000 字数：258 000

**定价：38.00元**

(如有印装质量问题，我社负责调换〈环伟〉)

# 序

迈入21世纪以来，社会系统对于水循环过程中的兴利和减灾提出了更高要求，同时人类活动对于水循环的影响日益凸现，给流域水循环模拟带来许多新的课题与挑战。随着信息技术和计算技术的快速发展，现代水循环研究主要集中在三方面系统展开：一是致力于实现水循环各分项过程的综合研究；二是重视人类活动对于水循环过程的影响的研究；三是充分引入和利用各类新技术，并采取有物理机制的分布式模拟方法。

水循环过程是一种多因素相互作用的复杂过程。根据水循环路径的不同，将地表水循环过程分为天然主循环和人工侧支循环两类，天然主循环和人工侧支循环二者之间存在紧密的水力联系，循环通量相互依存，此消彼长。在人类活动作用下，流域水循环的要素信息也表现出二元化结构，即不仅包括降水、蒸发、径流等自然水循环要素信息，而且还包括供水、用水、耗水、排水等人工水循环要素信息。目前无论是通过建立抽象模型近似去模拟水循环现象，还是通过其他途径寻求水循环原型规律，其中一个最主要的影响因素就是模型所需要基础信息的采集、加工和检验体系的准确与翔实程度。进行流域二元水循环信息的有效采集、处理和融合，是实现流域水循环及伴生过程演化内在机制与规律科学认知的基本前提。

正是基于这样的认识，中国水利水电科学研究院的王建华博士、中国科学院地理科学与资源研究所的江东博士，以人类活动影响为切入点，选择自然和人工二元水循环过程中部分典型的流域水循环要素，深入探讨了基于3S技术的流域水循环要素反演的思路与方法；依据黄河流域的自然、社会经济特点，构建了流域自然要素反演模型和社会经济要素空间化模型，生成了长时间序列的流域水循环要素空间数据集，并利用同步的地面数据进行了多方位的校验工作。

空间信息技术与传统水文水资源学的交叉、碰撞，是新思维和新学科的生长点。两位年轻人通过扎实的努力和不断的思考，形成了《黄河流域二元水循环要素反演研究》一书，挂漏难免，勇气可嘉。期望这本很有理论和实践价值的著作，能够获得学术界和有关同仁的关注和指正。

中国工程院院士 陈志恺

2005年9月6日

# 前　言

随着社会生产力的发展，为满足社会的各方面需求，人类不可避免地对各类自然过程进行人工干预，从而改变了天然状态下的自然规律，流域水循环过程与规律也不例外。现代环境下，大规模的人类活动从循环的主体、环境和能量三方面改造了天然的流域水循环系统，流域水循环及其伴生的相关生态、环境演化规律也因此发生了次生演化，在人类活动集中地区，这种次生演化过程对于社会经济系统的反作用已经不容忽视，科学认识自然与人工双重作用力下的流域水循环及水资源的演变规律，并制定符合自然规律和经济规律的有效调控措施，是当前水资源科学研究的主要内容。

水循环过程是一种多因素相互作用的复杂过程。目前无论是通过建立抽象模型近似去模拟水循环现象，还是通过其他途径寻求水循环原型规律，其中一个最主要的影响因素就是模型所需要基础信息的采集、加工和校验体系的准确与翔实程度。在人类活动作用下，流域水循环的要素信息也表现出二元化结构，即不仅包括降水、蒸发、径流等自然水循环要素信息，而且还包括供水、用水、耗水、排水等人工水循环要素信息。进行流域二元水循环信息的有效采集、处理和融合，是实现流域水循环及伴生过程演化内在机制与规律科学认知的基本前提。

传统的流域水循环要素信息的采集手段，主要通过站网实际观测或采取试验实验等途径获取，信息处理也主要以数值方法为主。以流域为单元的水循环要素信息两大基本特性在实践中具有特别的意义，一是要素的面状信息，二是要素信息的空间特性。对于流域水循环来说，人们在生产实践中所关注的各类问题都是水循环要素信息在一定时空域上的积分量，如洪水、水资源量、水污染问题等，但另一方面流域水循环要素信息存在明显的时空分异特性，传统将站点水循环要素信息按照某种数学关系演绎展布的处理方法不可避免地会造成一定尺度的信息丢失或失真。与此同时，传统的信息处理和融合方法也存在着信息滞后、存储受限、提取分析速度慢等诸多局限，从而造成流域水文过程模拟落后于水文物理机制的认知。

20 世纪 80 年代以来，以遥感(RS)技术、地理信息系统(GIS)技术和全球定位系统(GPS)技术为核心的空间信息技术的发展及其在水科学研究中的应用，极大地发展了传统水文科学研究的基础信息体系，给流域水循环研究注入了新的活力，其中有物理机制的分布式水循环模型的迅速发展就是其有力的佐证。在流域水文水资源研究中，3S 技术应用极为广泛，本书不可能也不打算去全面研究和描述 3S 技术应用的过程与结果，而是试图以人类活动影响为切入点，选择自然和人工二元水循环过程中部分典型的流域水循环要素信息，以集中体现 3S 技术在流域水循环过程信息反演的强大功效。

需要特别指出的是，形成本书的基础研究和主要成果均依托于作者所参加的国家重点基础研究(973)发展规划项目“黄河流域水资源演化规律与可再生性维持机理”第二课题“黄河流域水资源演变规律与二元演化模型”，因此本书的主要研究思路是在课题负责

人王浩教授和秦大庸教授指导下形成的,同时研究中的许多技巧与方法与课题的相关研究是密不可分的,在这里要对全体973课题组成员所付出的辛勤劳动表示感谢和由衷敬意,特别要提及的人员有贾仰文教授、罗翔宇工程师、赵勇博士、周祖昊博士和严登华博士等。此外,本书"人口、社会经济要素空间化"部分,是中国科学院知识创新工程项目"国家资源环境数据库建设与数据共享研究"第四课题"人口、社会经济数据库空间集成"研究成果在黄河流域的应用和拓展,得益于课题负责人杨小唤研究员的指导及王乃斌研究员、熊利亚研究员、庄大方研究员、刘红辉副研究员等的支持和帮助。

本书共由九部分组成,前言主要对本书形成的背景进行了简要介绍,主要由王建华和江东撰写,第一章主要叙述了流域二元水循环及其过程模拟研究的概况及其信息需求,主要由王建华撰写,第二章较为全面地论述3S技术在流域水循环模拟中的应用情况,主要由王建华和江东编写,第三章和第四章以黄河流域为例,分别论述了遥感技术在流域降水和蒸散发信息反演中的应用,主要由王建华和江东撰写,第五章和第六章则重点讨论了3S技术在黄河流域社会经济要素和社会经济用水信息空间化过程中的应用研究,主要由江东、罗翔宇和王建华撰写,第七章主要叙述了黄河流域二元水循环空间信息平台建设过程与结果,主要由江东和王建华撰写。

本书的主要作者王建华和江东,曾在一个寝室度过了他们一生中最富有朝气的四年大学时光,后来相约一同考入中国科学院自然资源综合考察委员会攻读博士学位,又砥足而眠三年有余。虽然博士毕业后各自在不同科研领域发展,但共同的志趣最终促使了水资源学和信息学的有机交叉与融合,同时也促成了本书的形成和出版,并见证着那岁月流逝下不变的友情。

利用空间信息技术研究现代环境下的流域水循环与水资源问题,其前景与方向都毋庸置疑的。"板凳要坐十年冷,文章不写一字空",先哲的教诲言犹在耳,作者也审慎努力以期准确表达自己在本领域研究工作中的心得体会,但因问题的复杂性、时间和作者水平的限制,书中难免会有许多片面、遗漏甚至于错误的地方,希望能在批评、讨论和争鸣的气氛下不断改进。

作者:王建华　江东

2005年4月于京城

# 目　录

**序**

**前言**

**第一章　人类活动影响下的流域水循环及模拟** ······ 1

第一节　流域水循环及其研究概况 ······ 1

第二节　人类活动影响下的流域水循环系统演变 ······ 6

第三节　流域二元水循环模拟的信息技术支持 ······ 12

**第二章　空间信息技术在流域水循环研究中的应用** ······ 16

第一节　现代空间信息技术基础 ······ 16

第二节　RS 技术在流域水循环研究中的应用 ······ 27

第三节　GIS 技术在流域水循环研究中的应用 ······ 38

**第三章　黄河流域降水信息的遥感反演** ······ 43

第一节　CEWBMS 与降水遥感反演原理 ······ 43

第二节　黄河流域概况及其特点分析 ······ 50

第三节　黄河流域降水遥感反演 ······ 54

第四节　系统校验与完善 ······ 68

**第四章　黄河流域蒸散信息的遥感反演** ······ 77

第一节　流域蒸散遥感反演原理与方法 ······ 77

第二节　黄河流域蒸散的遥感反演 ······ 85

第三节　蒸散反演结果的多源校验 ······ 96

第四节　黄河流域蒸散的时空分布规律 ······ 101

**第五章　黄河流域人口、社会经济要素空间化** ······ 105

第一节　空间分布模型构建原理 ······ 105

第二节　流域人口、社会经济要素空间分布模型构建 ······ 108

**第六章　黄河流域社会经济用水空间分布模型构建** ······ 129

第一节　社会经济用水及其空间分布 ······ 129

第二节　用水信息空间化的国内外研究进展 ······ 129

第三节　用水信息空间化的技术路线 ······ 130

第四节　用水信息空间化模型及其应用 ······ 131

**第七章　黄河流域二元水循环空间信息平台建设** ······ 147

第一节　二元信息平台的总体结构与设计 ······ 147

第二节　平台主要功能模块分析 ······ 152

第三节　平台建设的关键技术与特色 ······ 164

**主要参考文献** ······ 169

# 第一章　人类活动影响下的流域水循环及模拟

## 第一节　流域水循环及其研究概况

### 一、水循环及其系统划分

#### （一）水循环系统

地球地壳表层约有 $1.386\times10^{9}km^{3}$ 的水，分别以液态、固态和气态的形式赋存于海洋、陆地、大气和生物体内，各种水体共同构成浩瀚的水圈，与地球的岩石圈、大气圈和生物圈共同组成地球的自然圈。常温条件下，水圈中的水分在地球引力、热力、毛细管作用力等外力作用下，通过蒸发、水汽输送、降水、下渗、径流等水文过程，在气、液、固三相之间循环转化和不断运移的过程，即为水循环，又称水文循环（图1-1）。水循环过程不仅紧密联系着地球水圈的各个子系统，而且是联系水圈和地球其他自然圈层的纽带，并形成了许多彼此耦合的子系统（刘国纬，1997）。伴随着生生不息的水循环过程，地球表面同时进行着周而复始的其他物质与能量循环，同时不断对地面环境进行塑造。

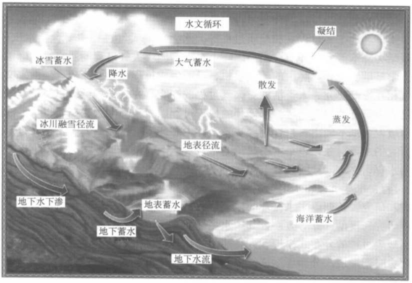



图 1-1　水文循环过程示意

水循环系统由三大基本要素构成，即水分、介质和能量，其中水分是循环系统的主体，介质是循环系统的环境，能量是循环系统的驱动力。对于与人们关系最为密切的陆面水循环，降水是水分的基本来源，下垫面、土壤和浅层岩石是其循环的主体环境，重力势能和太阳能是循环的主要能量源。

### （二）水循环系统划分

水循环系统划分的口径有多种，常见的包括以下几类：

（1）按尺度划分　从循环的尺度出发，有全球水循环、陆地水循环、流域水循环、区域水循环和局地水循环等，其中全球尺度下的水循环常常分为大循环和小循环，其中大循环是指海陆水文循环，它起始于海洋，海水蒸发产生水汽，被气流带到大陆上空，在运移过程中遇到冷空气凝结，以雨、雪等降水形式降落到地面，一部分形成地表水，一部分渗入地下形成地下水，地表水和地下水在径流、越流和转化过程中一部分被蒸发，一部分通过地表径流和地下潜流回归海洋，从而完成一个大循环过程；小循环是指在陆地和海洋进行的局部循环，因此可以划分为海洋小循环和陆地小循环，其中陆地水循环还可能包括许多更小的水循环，受下垫面和人类活动的影响，陆地水循环较海洋系统相对要复杂的多；流域是陆地地表具有自然边界的集水域，因此流域尺度的水循环过程直接影响着区内社会经济活动和生态环境演替，流域水循环也成为陆地水文学研究的主要对象，也是水资源学科的基础；另外依据其他一些区域尺度划分规则，如山地和平原、行政区等尺度的水循环系统。

（2）按过程划分　从循环全过程出发，水循环可分解为大气过程、地表过程（包括地面、土壤和地下等过程）和地质过程等。水循环的大气过程主要包括水汽的上升、输送、凝结和降水等多项环节，当前国际上对于水循环大气过程的研究，除降雨的微物理和动力学基础研究外，降雨的数值模拟、云的生成过程和辐射作用，陆面水文过程与大气过程相互影响研究、人类活动对大气过程的影响研究、外场试验以及特殊气候事件研究等已成为研究的热点问题。水循环的地表过程以大气降水为输出，以水平向的径流和垂向蒸散发为基本输出，与社会经济系统和生态环境系统关系最为密切，是水文水资源学科研究的主要对象，也是本书讨论的重点（以下如没有单独指出，本书以下所提水循环则指水循环的地表过程），其结构示意见图 1-2。另外地表水分循环的伴生过程（如水沙过程、水盐过程、水生态过程和水经济过程等）也常常需要与水循环地表过程统一考虑和研究。长期以来水循环的地表过程研究主要集中于流域尺度的产汇流以及蒸散发机理研究和模型计算等方面，其中水循环的土壤过程相对更为复杂一些，目前研究重点包括地表过程的分布式模拟和人类活动影响定量分析等方面。水循环的地质过程是指地质历史时期形成水分循环运移过程，主要赋存于地下深部，与气圈、土壤圈和生物圈无直接关系，运动方式受控于深部地质构造特征，运动方式主要以缓慢的垂向分异迁移和围岩作用为主（张宗祜，2001）。

（3）按路径划分　目前国内外有关学者根据水循环路径的不同，将地表水循环过程分为天然主循环和人工侧支循环两类（王浩，2003），其中天然主循环主要针对天然

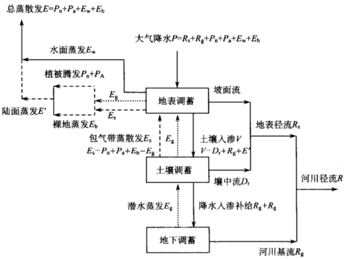



图 1-2　地表水循环过程示意

的降水坡面产流和河道汇流而言，包括降水、入渗、产流、汇流和蒸发等环节，人工侧支循环则主要指人工取用水所形成的以“取水—输水—用水—排水—回归”为基本环节的循环圈，天然主循环和人工侧支循环两者之间存在紧密的水力联系，循环通量相互依存，此消彼长。另外有关学者还提出人工循环是天然主循环的嵌套侧支循环（刘春蓁，2002）。

## 二、水循环研究概述

### （一）早期研究

早期水循环研究主要体现在对于水循环各个过程的系统描述和认知。对天然状态下的流域水循环，古代先哲早已有了相当深刻的认识。成书于公元前 239 年的《吕氏春秋·圜道篇》，对此作了生动的描述：“云气西行云云然，冬夏不辍；水泉东流，日夜不休；上不竭，下不满，小为大，重为轻，圜道也”。其中，“云气西行”指出了流域水循环的补给来源是大气降水，是更大尺度水循环的有机组成部分；“水泉东流”说明了地球重力作用下河流的方向，以及径流方向上地表水-地下水的相互转化；“上不竭，下不满”反映了流域的补给-排泄特性，上游区依靠降水有再生性补给，下游区汇入大海或散失于尾闾湖泊；“小为大，重为轻”，一是指径流形成区内水平方向上由小及大的产汇流过程，二是指与产汇流同时存在的垂直方向上的蒸发过程。“冬夏不辍”、“日夜不休”、“圜道也”，则着重强调了降水-蒸发、产流-汇流、补给-排泄等流域水文过程的循环转化特征，较同期希腊哲学家柏拉图（Plato）和亚里士多德（Aristotle）提出的

“地下循环说”要科学得多。1674年法国人佩劳特（P. Perrault）发表《泉之源》论文，论述了泉水的来源是降水，泉水流入海，产生蒸发，又成为降水来源，该论文于1974年被联合国科教文组织认作是“水文循环学说的创始”，并作为“科学水文学”的开始进行纪念活动。

在水循环要素测定和研究上，约公元前22世纪，大禹治水已“随山刊木”以观测水位，以后都江堰的“石人”，隋朝的石刻水则，宋代的水碑，明代的“乘沙量水器”等相继出现，表明我国水循环要素的观测不断进步，另外《吕氏春秋》、《水经注》等古代著作，系统记载了我国各大河流的源流和水情，并提出水循环的初步概念和相关知识。

## （二）近代研究

在20世纪30年代之前，水循环研究基本属于经验科学甚至于经验行为范畴，20世纪30年代以来，是水文科学在理论和研究方法两方面快速发展成熟时期，它历经了推理阶段、理论化阶段，并开始步入计算机化阶段（Dooge，1999）。

近代水循环研究的基本特征是采用数学方法对水循环过程进行描述，即通过构建水循环模型，对水文资料不充分区域和时段进行水文预报和水文计算，以及估计人类活动的影响以及进行水质控制等方面。由于水循环系统的复杂性，Vijay. P. Singh 评述道：“……可以认为所有的水文问题起初均是黑箱子问题，即只有很少一部分因素能被认识。随着能认识因素的逐渐增加，出现了模型，并形成了不同层次，从相对简单到高度概括的模型，至更为复杂完备的理论模型……”（Vijay. P. Singh，1992）。这是对水循环模拟发展过程的高度综合和概括，水循环过程模拟就是按照这一过程发展的，例如产流过程模拟理论的发展过程最初是1933年Horton提出超渗坡面流的径流形成理论，随着观察手段的不断改进，Whipkey提出壤中流的概念，这常常是小河道洪峰的主体；后来Kirby和Chorey通过对壤中流的深入研究，导出了部分面积流和饱和坡面流的概念；Freeze也指出，在紧邻河道的坡地地带和透水层较强的表土层较薄的地方，容易产生饱和坡面流；另外Hewlett和Hibbert在对壤中流实验研究过程中，还发现了另外一种形式的壤中流，即非饱和壤中流。在我国产流机理的观点主要有三种，即蓄满产流、超渗产流和景观产流，与之相对应的代表性产流模型有新安江模型、陕北模型和华南喀斯特产流模型。

从时段划分来看，近代水循环研究大致分为三个时期：一是水文数学模型的早期形式阶段（20世纪30年代初～50年代初），该时期代表性成果如谢尔曼的单位线理论、霍顿下渗曲线、Nash瞬时单位线和马斯京根方法等；二是水文模型研制阶段（50年代初～70年代中后期），在这一时期，系统模拟的概念和方法逐步被引入到水文过程研究后，计算机技术的飞速发展为其提供了强有力的实现手段，一大批现代水文数学模型涌现出来，1975年世界气象组织（WMO）从世界百余种模型中选出10种著名模型进行比较检验和评定，进一步推动了模型研制的深入；三是模型实时校正应用阶段（70年代中后期至今），这一阶段水文模型的发展主要集中在模型的实时（Real-time）校正方

面，以系统动态识别（参数自适应估计）和卡尔曼滤波（Kalman filterling wave）为典型代表方法。

从系统论的观点来看，水循环研究始于单一水文系统研究，并无能力考虑整个区域水循环过程，如地表水系统、地下水系统等的研究；随着人们对系统间物质与能量交换认识的不断深化，区域水循环的研究突破了传统单一水文系统研究的局限，开始着眼于整个水循环过程，其发展过程大致经历了“三水转化-四水转化- SPAC 系统- GSAPC 系统研究”等阶段；在研究水循环的整体过程当中，人们发现水从一个系统向另外一个系统过渡的界面过程最能有效反应开放系统间的物质与能量交换信息，因此界面过程将成为水循环过程研究的关键问题（刘昌明，1993）。而今水循环研究的重点不仅在于系统间物质能量通过界面的传输，而且对于界面内部本身能量与物质的运移规律正逐渐引起人们的重视，如土壤与大气界面其植被体内的水分传输和能量的转移、地下水和地表水界面中土壤水运移规律的研究等。

## （三）现代研究

20 世纪 80 年代以来，社会系统对于水循环过程中的兴利和减灾提出了更高要求，同时人类活动对于水循环的影响日益凸现，给流域水循环模拟带来许多新的课题与挑战。随着信息技术和计算技术进入快速发展，现代水循环研究主要集中在三方面系统展开：一是致力于实现水循环各分项过程的综合研究；二是重视人类活动对于水循环过程的影响的研究；三是充分引入和利用各类新技术，并采取有物理机制的分布式模拟方法。

随着信息获取和过程模拟技术的提高，将水循环的地面、土壤和地下过程，以及将水循环的地表和大气过程综合研究和考虑已逐渐成为可能，目前国内外相关典型的研究如将流域水文模型与全球气候模式（GCMs）或是区域气候模式（RCM）相耦合，以模拟温室效应对于流域水循环影响，如 1998 年日本启动的“地球前沿研究系统计划（FRONTIER)”中，第一阶段（1999～2003 年）实施的“东亚水循环观测试验（JSOWSE)”观测的内容就包括海—陆—气相互作用的全过程，另外我国“九五”攻关项目中也专门开展了相关研究。

其次，随着人类活动进一步加剧，不断影响着水循环各个环节，在人类活动频繁、水循环通量较小的地区这种影响所带来的次生效应更是日益显著。目前，国内外围绕着这一重大科学命题开展了一系列研究计划，国际水文计划（IHP）在 1990～1995 年以及 1996～2001 年连续两期分别以“变化环境中水文和水资源的持续发展”以及“脆弱环境中水文和水资源的持续发展”为主题展开研究，其核心问题是人类活动为内在驱动的环境演变条件下的水资源持续利用问题，同时强调了水资源的科学管理。国内对此也开展了一系列重大研究，包括两期黄河水沙基金，重点对流域下垫面变化条件下的水资源演变规律的研究，2002 年 7 月在北京香山召开了以“全球变化与中国水循环前沿科学问题”为主题的香山科学会议第 187 次学术讨论会，讨论的核心就是人类与自然二元驱动的水文循环，以及二元驱动影响下的水资源可再生性调控。

总的来说，自20世纪80年代以来，水循环研究表现出向着信息化、专业化和集成化三大方向的发展趋势。信息化方面，随着信息论学科的发展、计算机技术和3S技术的提高，将流域水循环模拟技术与地理信息系统（GIS）、数字高程模型（DEM）和遥感、航测和雷达技术相结合，建设以流域水循环过程模拟为核心的数字化流域是当前水循环基础研究的重要方向；专业化方面，随着对于流域水循环和水资源开发利用机理与规律科学认知尺度的加深，在流域水循环和水资源的模拟、调控与管理方面的研究趋于更加专业化，如目前的水循环模拟已经开始从水分和能量两大循环过程的分布式模拟着手；集成化方面，当前水循环和水资源研究，已经不单就水论水，而是将“水-社会经济-生态环境”作为一个复杂的巨系统，综合研究水循环系统演变与社会经济和生态环境系统的互动关系，决策目标一方面考虑水资源可再生性的维护，另一方面对水资源的社会经济价值和生态环境价值进行统一权衡，以维护水资源的全属性功能。决策过程中，广泛应用了多目标群决策技术，大量基于规则和专家知识的决策支持系统被开发和投入使用。

## 第二节　人类活动影响下的流域水循环系统演变

随着社会生产力的发展，人类活动范围不断拓宽，活动深度不断加剧，不可避免地影响着流域天然水循环过程，在人类活动密集的区域甚至超过了自然作用力的影响，今后这种趋势将进一步延续甚至得到加强。科学估计人类活动对不同尺度水循环情势所产生的影响，已经成为水资源研究领域中一个重要的研究方向。

### 一、人类活动对流域水循环影响分类

在人类活动对流域水循环影响方式的分类上，国内外学者也进行了有益的探索。有的学者从影响水循环过程的紧密程度出发将其分为直接影响和间接影响两大类，其中直接影响是指人类活动使区域水循环要素的量、质以及时空分布直接发生变化，如水库的修建、提引水工程、跨流域调水工程、排污泄污等都将直接使水循环系统结构和方式不断改变；间接影响是指人类活动改变了下垫面状况或是局部及整体气候，从而以间接方式影响水循环诸要素，如森林砍伐、土地利用、城市都市化、温室气体排放等（张虎，1991）。刘昌明院士从人类行为方式的角度出发，将人类活动分为与土地利用有关的人类活动和与影响气候变化有关的人类活动（刘昌明，1997）。另外还有依据影响尺度可以分为对微观水循环的影响和对宏观水循环的影响。

综合人类活动的影响种类以及国内外相关研究，人类活动对于流域水循环及水资源演变的类型基本可以分为三大类：

#### （一）全球气候变化影响

目前，愈来愈多的观测和研究证明人类活动已经并且继续影响着大气中温室气体浓

度，从而造成全球尺度的气候变化。人类活动对大气温室气体浓度的影响主要表现为两个方面：一是直接向大气排放温室气体和大气气溶胶，例如工业生产过程中的石化燃料燃烧和生物质燃烧直接向大气大量排放 $CO_2$，$CH_4$，$N_2O$，CFCs，硫酸气溶胶以及一些小颗粒等；二是人类活动改变了大气温室气体的源和汇，例如森林砍伐直接减少了 $CO_2$ 的汇，农业活动改变了土地利用状况而增加大气 $CH_4$ 和 $N_2O$ 的源，大气污染排放降低了 $CH_4$ 的汇等①。

经典物理和辐射物理能够准确地证明，地球表面如果没有温室气体，全球平均地表温度将比现在实际测到的全球地表平均温度低 33°。一个正确而直接的推理是大气温室气体浓度增加将会使全球地表温度升高，即通常所说的全球气候变暖。为了准确计算大气温室气体浓度增加引起的地表升温量，在过去 30 多年里人们已进行了大量的研究，所使用的工具是数值模拟。综合当今主要模式的结果，有如下一些结论：

- 大气 $CO_2$ 加倍，平衡态气候变化为全球地表平均温度升高 1.5～3.5℃，考虑到海洋的巨大作用，如果人类不采取任何控制措施，则 21 世纪全球地表温度变化速率将是 0.1～0.3℃/10 年。用海-气耦合模式进行的温室气体浓度渐变实验也得到与此相同的结论。
- 最近几年来人们开始注意到，人类活动造成大气气溶胶（主要是硫酸气溶胶）和大气小颗粒浓度上升，将会使地表温度降低，可部分抵销温室气体增加引起的温室效应。考虑到气溶胶的降温作用，21 世纪人为活动造成的气温变化速率可能只有 0.05～0.2℃/10 年。

不断增强的温室效应加速了大气循环过程，包括水汽循环过程，从而对全球和区域降水量及降水过程也带来一些影响，根据 IPCC 最近的一次评价报告，气候变化对于全球降水系统的潜在影响有如下结论：

- 降水的时间过程和区域态势将有所改变，强降水日数可能增加。
- GCMs 模拟结果表明，全球气温上升 1～3.5℃将导致全球降水增加 3%～15%。
- 在多数地区，洪水频率将可能增加。

面对种种确凿的证据，人类活动引起全球气候变化已经成为人们普遍接受的事实，而全球气候变化对流域水循环过程的影响也是确定的，因此流域水资源转化和演变过程不再延续原有一元自然力驱动作用下的原生规律。正如世界银行代表在防治地球温室效应京都会议（COP3）上指出“现在的问题不是气候是否会变化”，而是“什么时候、在哪里、如何变化，以及这些变化将产生什么样的影响”。

概括来说，温室效应对于流域水循环影响主要包括直接影响和间接影响两类，具体包括以下几方面：

- 增强温室效应对于流域降水有一定的直接影响，包括降水量、雨型、降水的年内分配和空间分布等多方面，从而直接改变流域水循环的输入。如国家气候中心依据 IPCC 数据分发中心提供的 5 个全球海-气耦合模式，考虑最新的全球排放情景（SRES）

---

① 王明星，中国可持续发展研究会'98 第二次战略研讨会，气候变化报告之二，关于全球气候变暖问题的评述，1998.2。

的模拟结果，对黄河流域 21 世纪降水变化趋势进行预测，21 世纪的初期、中期和后期整个黄河流域区域平均的年平均降水都呈增加的趋势，其中四个季节中春季和冬季的降水增加幅度最大（徐影，2003）。

• 增强温室效应将导致流域气温出现不同幅度的升高，从而改变了流域能量输入和平衡过程，造成流域蒸发能力加大，可能导致河川径流量减少。如相关研究表明对于黄河流域，气温升高 1℃，黄河径流量将减少 3%～7%（王国庆，2000）。

• 受降水和气温变化影响，流域地表覆被状况和社会经济需水情况也会发生相应变化，从而间接影响流域水循环过程。

需要指出的是，由于目前“全球变暖”问题在科学上的不确定性非常巨大，对于这种过程和结果的定量描述就更为困难，主要在三方面：

• 温室气体浓度变化预测的不确定性。到目前为止，世界上还没有做出关于未来温室气体浓度变化的有严格科学意义的“预测”。全球气候变化研究的依据是建立在一系列假定条件基础上的对未来温室气体浓度变化的一系列“推测方案”，而这些“设想方案”之间往往存在很大差别。严肃的科学家都强调指出，关于未来温室气体浓度变化的这些推测方案不是关于未来大气温室气体浓度变化的科学预测。

• 气候变化数值模拟的不确定性。目前对温室气体浓度变化引起的气候变化的预测主要靠数值模拟，现在世界上已经发展了几十个气候模式，特别是最近，已经出现了一些较好地海-气耦合模式，这些模式大都能较好地模拟当代气候。在给定未来 $CO_2$ 浓度变化条件下，大多数模式给出的未来全球平均地表温度的变化是大约一致的，但不同模式给出的温度变化的区域分布差异很大，而且不同模式给出的降水变化之间差别更大，加上温室气体浓度预测的不确定性，使人们不仅怀疑模式结果的实用价值，而且产生了对当代气候模式正确性的怀疑。

• 气候变化的影响评价体系的不确定性。到目前为止，对于气候变化影响的评价还没有形成统一客观的科学评价体系，在建立与气候模式耦合的水文模型来模拟气候变化对流域水资源影响方面就遇到多种障碍，加上气候变化预测结果的巨大不确定性，因此气候变化对于流域水循环以及水资源影响的定量分析始终难以纳入到流域规划范畴当中。

## （二）下垫面变化影响

下垫面（underlayer）是水文学专业术语之一，一般意义的下垫面是指地表各类覆盖物所组成的，并能影响水量平衡及水文过程的一个综合体，包括地表面的岩石、土壤、植被和水域等各种要素。影响流域地表水循环过程的下垫面要素包括地质、地貌、覆被和人为建筑物等四类，其中地质类要素指地表覆盖物中的各类岩石、土壤、地层、构造和各类水体等，主要影响水循环的下渗率、蒸发量、流域蓄水量、地表地下水的转换；地貌类因素对水循环的影响体现在区域绝对高度对降雨的影响、地面坡度对汇流的影响等方面；覆被对水循环过程的影响是多方面的，包括截流、下渗、蓄水、蒸散发等；而人为建筑物包括各类房屋、道路、场院、水库、梯田等，它改变了原有下垫面水

文特性，如原有岩性、地面坡度、植被等的改变，原有水文界限的改变等许多方面。

为系统深入刻画人类活动对流域水循环过程的影响，在此从产流机制统一化理论出发，对流域下垫面的涵义进行有效的拓展。产流机制统一理论认为，无论是超渗地表径流、饱和地面径流，还是地下径流、壤中流，任何一种径流成分都是在两种不同透水性介质的界面上产生的，而且上层介质的透水性必须好于下层介质的透水性（芮孝芳，1991）。如大气层可以认为是绝对透水的，因此它和包气带的界面（即地面）就具备了产流的条件，这就是超渗地面径流产生的基本条件；在包气带内部，当存在两种不同透水性土壤的界面，较强透水性的土壤位于界面以上时，就提供了壤中流产生的基本条件。如果包气带相对不透水面上形成的临时饱和带逐渐发展到地面，地面成为大气层与包气带的界面，就成为饱和地面径流产生的基本条件，即蓄满产流机制（芮孝芳，1996）。

基于上述产流机制统一化理论，我们可以将仅仅影响地表产汇流的下垫面外延进行有效拓展为能够影响地表径流、壤中流和地下径流的连续有效界面，即广义下垫面的概念。不难发现，人类活动对于下垫面的作用与改变是全方位的，具体表现在：

• 对于传统的四类下垫面（即大气层与包气带的界面）中，地质类要素受人类影响的主要是水体，如地表水体开发（补充）和人工水体湖泊（水库）的修建等；对于地貌类要素，人类活动可能会在对局部地貌进行改造，如坡改梯、地形平整等；覆被变化是下垫面变化的最重要的因子，包括土地利用的变化、水土保持工程、荒漠化、森林砍伐和过渡放牧等；人为建筑物改变包括城市化面积的扩大、道路渠系和水库的修建、梯田的改造等。

• 人类活动对于包气带不同土壤介质界面的改变相对较弱，影响壤中流的形成和汇集最主要的途径就是农田耕作，切断了壤中流的汇集路径，从而加大了包气带的持水能力。

• 对于包气带与饱和带的界面（即地下径流产生的下垫面）来说，人类活动最主要的影响是通过地下水的开采（或回补）、地表水的拦蓄和利用、土壤持水能力的加大等手段，不断改变（主要是降低）饱和带的水位高程，从而影响地下径流的形成和运移。

以上因人类活动导致的下垫面变化对于流域水循环过程影响是全面而深刻的，不仅改变了流域水循环中的地面流、壤中流和地下径流等各径流成分比例与径流量，而且全面改变了流域水循环的产流特性、汇流特性、蒸散发特性，甚至局地的降雨特性，因此对于因人类活动引起的下垫面变化对于流域水循环过程影响的定量研究成为现代水文学和水资源学研究的一个重点方向。

### （三）人工取用水影响

人工取用水包括区域内取用水和跨区域调水两类，它对于流域水循环过程的影响主要包括两方面：其一，由于社会经济取用水量较大，人们通常都要利用相应的工程来实现水资源的取用异地问题，因此取水、输水、用水以及排水工程不可避免地改变着天然

流域水循环过程、规律和相关特性，这一部分影响可纳入到下垫面变化影响中考虑；其二，水资源开发利用在天然水循环的大框架内，形成了由“取水—输水—用水—退水”为基本过程的人工侧支水循环圈，改变了流域四水转化的天然水循环过程，从而使得流域水循环具有明显的“二元”结构（图 1-3）。流域二元水循环结构的形成对于流域水循环过程的影响是显而易见的，首先人工侧支水循环通量与河道主循环通量存在此消彼涨的动态互补关系，人工取耗水量的增加直接导致下游断面实测径流量的减少，甚至有可能改变江河湖泊联系；其次人类“取水—输水—用水—排水”过程中产生的蒸发渗漏，改变了天然条件下的地表水和地下水转化路径，给流域水循环过程中各分环节项带来了相应的附加项，从而影响了流域水循环转化过程和要素量。

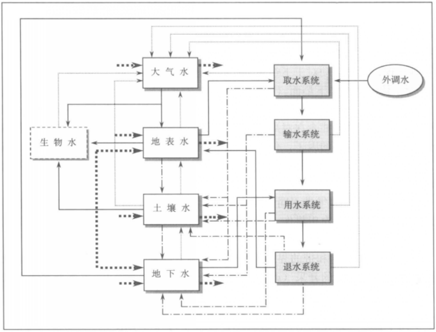



图 1-3　二元水循环结构示意图



跨流域调水对于流域水循环影响较为明显，它除不与本流域河道主循环通量上发生此消彼涨的互补关系，其中水量调入直接补给本流域，“输水—用水—排水”对本流域水循环有着直接影响，调出则属于净扣除项，“取水—输水”过程对本流域水循环有着直接影响。

## 二、人类活动作用下的流域水循环效应

在大规模人类活动干扰下，流域水循环系统整体表现出三大次生效应：一是循环尺度变化，主要表现为流域大循环减弱，局地小循环增强；二是水循环输出方式变化，主要表现为水平径流输出减弱，垂向蒸散发输出增强；三是降水的资源结构发生了变化，具体表现为流域径流性水资源减少，而有效利用的水分增加。

### （一）循环尺度变化效应

天然的外流河流域水循环包括两个尺度的循环过程：其一是流域内的小循环，即在流域尺度内完成的“降水－径流－入渗－蒸发”的“四水”转换的全过程，循环的空间尺度小于流域范围；其二是流域外的大循环，即流域降水形成径流，直至注入海洋，其循环过程尺度超过流域自身空间规模。

随着人类活动的增强，流域水循环演变的一个突出特征就是循环尺度变化，主要表现为流域大尺度循环过程不断减弱，局地小尺度循环过程不断增强，水循环“本地化”的现象日益明显。对于外流河流域，则表现为流域产流减少、河道流量减少、入海水量减少等，甚至出现河道断流现象，如 1995 年黄河干流最长断流距离超过 700km，内陆河流域水循环尺度内缩的表象就更为明显，如尾闾湖泊消失，径流的尖灭点上移，河流长度缩短等。产生这种次生效应的直接原因就是随着社会经济发展和生态环境保护目标的提高，部分地区需水模数也随之提高，为满足这种需求，部分有效水分通过各类截流手段被就地利用，如雨水集蓄利用、河川径流的拦蓄利用、地下水就地开采等，从而导致流域水循环的水平尺度的内缩。

在另外一些特定的人类活动影响下，流域水循环的尺度也可能被扩大，其中一个最明显的例子就是跨流域调水工程。此外下垫面破坏，也使得流域产流增加，也可能引起流域水循环水平尺度的扩大。

### （二）循环输出易换效应

对一个闭合的流域系统而言，地表水循环过程的输入项是降水，基本输出项包括水平方向的径流项和垂直方向蒸散项。在人类活动作用下，外流河流域另外一个突出的水循环效应就是垂向蒸散发的输出整体增加，而水平方向的径流输出不断减少。根据流域水量平衡原理，在一个较长的时段内流域储水量看作基本不变的话，水平方向径流量的减少量必然等于垂直方向蒸散量的增加。

改变流域系统水平和垂向输出项比例的方式主要包括两种：一是下垫面变化，二是人工耗水。对于流域水循环输出影响较大的下垫面变化类型有：① 农业耕作与灌溉；② 生态环境建设或是生态破坏；③ 城市化和人工建筑物，等等。下垫面变化中一部分有助于垂向蒸散量的增加，如农业耕作和灌溉，一部分有助于径流的形成，如砍伐森林

和城市化等。但总体来说，垂向蒸散发输出加大效应要大于水平向径流增加效应，使水平径流输出逐渐减小。

因人类活动引起的流域水循环水平河垂向输出项易换效应在许多流域表现非常明显，如20世纪80年代以来，黄河流域多年平均降水量并未有明显的减少，而不同断面的实际流量和入海水量却有较大幅度衰减，即使进行了水量还原，流域天然水资源量仍呈现减少趋势。

#### （三）资源结构演变效应

受人类活动影响，流域降水的资源结构发生了变化，具体表现为降水转化为传统评价口径的径流性水资源比例逐渐减少，而降水中的有效利用水分的比例却有所增加。

造成不同评价口径水资源量变化的主要原因包括流域产汇流特性变化，具体主要包括两大途径：一是雨水的就地利用，提高了流域产流的“门槛”作用；二是径流的就地拦蓄，阻滞了流域汇流过程。雨水的就地利用的主体包括社会经济和生态环境两大系统，前者如雨养农业面积的扩大和措施的提高、集雨工程等，生态环境系统主要是水土保持和水土涵养的生态工程如对雨水利用等；径流的就地拦蓄主要是微观地貌的改变，如坡改梯、淤地坝建设、田间坝沟建设等。

人类活动引起的不同口径的资源演变效应给目前我国沿用的传统水资源评价方法带来新的挑战。我国现行的水资源评价对象主要是狭义的径流性水资源，尽管在评价过程中也尽量考虑人类活动所带来的影响，但显然单一静态的狭义口径的水资源评价无法刻画出降水资源转化结构的转化，以及有效降水利用所带来的社会经济和生态环境效用，因此我国水资源评价方法亟待进行两方面的变革：一是评价口径的拓展；二是评价手段的更新。

由于人类活动作用造成的流域水循环系统演变，不仅带来一系列水资源演化效应，而且也衍生了一系列与水循环相伴生的生态环境次生演化后效，河流湖泊等天然水体的循环通量减少，一方面影响水体自身生态系统健康发展，另一方面也打破了原有以这部分水分或动力支撑的陆地生态系统平衡，如黄河下游河道水量减少，河道河口生态、输沙功能等都受到严重影响。此外，人类对于径流的再分配和蒸散发空间格局的重塑，必然会引起天然生态格局的自适应调整，这在干旱半干旱地区表现的尤为明显。

## 第三节　流域二元水循环模拟的信息技术支持

### 一、水资源二元演化模式与模拟

#### （一）水资源二元演化模式

流域水循环是水资源的形成与演化的客观基础。为客观描述二元驱动力作用下的流域水循环演变对于流域水资源形成与演化的巨大影响，本次研究将人工作用力作为与自

然作用力并列的内生驱动力，从而提出了流域水资源二元演化概念模式，用来描述“自然—人工”二元驱动力共同作用下流域水资源形成与演化的基本规律及其本质特征。所谓流域水资源二元演化模式就是指“自然—人工”二元驱动力作用下的流域水资源形成与演化基本模式，其概念性模型可以简要表述为

$$R = f\{P(n,a), C(n,a), E(n,a)\} \tag{1-1}$$

式中 $R$ 为水资源；$P$ 为降水或其他水分；$C$ 为环境；$E$ 为能量；$n$ 为自然驱动力；$a$ 为人工驱动力。

从式（1-1）可以看出，由于人工驱动项的作用，二元驱动力作用下的水资源演变过程与一元自然力作用下相比发生了系统变化，如温室效应和人工降水引起的宏观和微观降水系统变化，必然会引起流域水资源量及其时空变化，而污染则改变了水化学性质；下垫面变化是流域水资源生成环境演变的主要方面，影响着流域水资源的结构及其分量；而人工蓄水、引水和提水改变了自然水循环中的能量转化过程，从而改变了天然状态下的流域水资源结构、耗散方式与转化速率。

## （二）水资源二元演化模拟

如前所述，人类活动对于流域水循环的影响包括温室效应、下垫面变化和人工取用水三方面，其中气候变化对水资源演变的影响需要在较大时空尺度范围内表现出来，加上水循环气陆过程耦合存在着尺度匹配的问题，因此气候变化在流域水资源规划中多作为一种情景分析。后两项人类活动影响的定量分析是水文水资源学研究的重点，分别可以通过构建流域分布式水文模型和集总式的水资源调配模型进行模拟，对于其两种人类活动综合影响可以通过联合模拟来实现。因此流域二元水循环模拟的基本过程可以分解为“分离”与“耦合”两大步骤，即首先对流域水文过程和人工取用水过程分离模拟，然后利用之间的动态依存关系实现两者的耦合模拟，从而实现二元水循环分项和整体过程的科学认知（王浩，2001）。

从 20 世纪 50 年代开始，人们开始大规模利用水文模型来描述流域水循环的过程和规律。发展至今，随着计算机技术、3S 技术等的发展，考虑水文变量空间分异性的分布式流域水文模型成为模拟流域水文过程的最有前景的手段。分布式的流域水文模型不仅能够考虑各项水文气象因素信息的空间分异特征，而且也可以考虑流域下垫面空间变异特性，因此只要在分布式流域水文模型的输入信息中加入下垫面变化内容，就可以模拟人类活动引起的流域下垫面变化所带来的流域水循环和水资源演变后效。人工取用水过程主要受水资源配置和水资源调度影响，为满足一定规划时段和规划范围需求，一般采用集总式模型来实现对流域水资源调配过程的模拟，主要包括流域/区域水资源的供需平衡模拟和基于配置方案的水资源调度模拟，具体可通过构建集总式的流域水资源调配模型来予以实现。

## 二、流域二元水循环模拟的信息需求及3S技术应用优势

### （一）流域二元水循环模拟的信息需求

水、循环环境和能量是流域水循环系统组成的三大基本要素，要完成对流域水循环过程精确模拟，上述三大类的基础信息缺一不可。其中水分信息具体包括两大部分：一是通量信息；二是存量信息。流域水循环水通量信息主要包括降水、径流（包括地表径流、地下径流和壤中流）、蒸散发（包括蒸发和蒸腾）以及人工侧支水循环中“取水－输水－用水－排水”的过程通量信息；水分存量信息包括流域地表蓄水、地下蓄水、土壤水分信息和生物蓄水量等。流域水循环的环境信息包括地表下垫面信息、土壤环境信息和地下环境信息、河道参数信息和水利工程信息。其中地表下垫面信息主要包括地表高程、坡度坡向、土地利用类型、地面植被参数等，土壤环境信息包括土壤类型、土壤厚度等，地下环境包括地质构造和各项水文地质参数，河道参数信息包括河道断面参数、河床参数等，水利工程信息包括各水利工程的构造参数和调度运行参数等。水循环的能量信息主要包括太阳辐射能、势能（如重力势能、毛细势能和生物势能等）以及机械能等。

### （二）3S技术在水循环模拟信息支持中的应用优势

3S技术是遥感（RS）技术、地理信息系统（GIS）技术和全球定位系统（GPS）技术的简称。3S技术在流域水循环模拟信息支持中，在信息采集、信息处理、信息融合和信息展示四方面都具有明显优势。

在信息采集方面，传统的水文、气象、地下水等信息采集大多基于站网观测，因此所获取的原始信息多为点上信息。对于流域范围的水循环模拟所需要的输入信息往往面上信息，为此通常采用空间插值等方法将站网信息展布成空间面上信息，但其精度总是受信息空间分异特性的影响。而遥感技术能够直接获取流域水循环的面上信息，克服了信息维度转换所带来的信息失真。信息处理和信息融合方面，GIS和GPS技术能够在统一的空间信息平台上完成空间信息的分析、处理与融合，如对于统计得到的供用水信息，其本身具有时空分布特性，而仅仅由于统计方法将这些空间信息在一定时空域上进行了积分，3S技术可以通过各项供用水调配规则，将集总式供用水信息实现时间和空间上的二维离散化，从而使其转化成为能够与分布式的水文过程信息兼容的有效信息。此外，当前各种综合的GIS平台大多具有强大的信息显示功能，为流域水循环模拟各项输出提供了便利的工具。

需要说明的是，3S技术可以为流域水循环模拟所需的水分、环境和能量等多种信息反演提供较为全面的支持，并且已经开始广泛应用于生产实践中。本书难以也不可能逐一研究和论述，而仅仅重点围绕3S技术在降水、蒸散反演，以及社会经济要素及其用水空间化方面应用开展相关研究。

随着人们对于流域水循环物理过程和物理机制认识的不断加深，流域水循环模拟必然逐渐由黑箱模型、灰箱模型，最终发展为白箱模型。在现代空间信息手段的支持下，构建有物理机制的流域分布式二元水循环模型，在统一的 GIS 平台上描述流域二元水循环及其演变过程已经成为可能。

# 第二章 空间信息技术在流域水循环研究中的应用

## 第一节 现代空间信息技术基础

用科学的语言表述对客观世界的认知是科学研究的一项主要内容。人们对客观世界的描述方式有定性、定量、定位等层次。定性反映了人们对地理现象最直观的意向，它是对地理现象属性特征的初步概括。如果要更进一步的分析，还应当进行细致的“量化”，如气象站观测到的数据、水文观测站观测的月度径流数据等等。在流域水循环研究与应用过程中，需要对流域的水文要素（降雨、蒸散、径流）进行准确刻画，以便对整个流域水循环状态和趋势有一个全面的把握，因此，在对水文要素定性、定量描述的同时，准确的空间定位信息必不可少。

信息时代的来临，正在引起人类社会的巨大变革，改变人类的生存和发展方式。信息技术是信息社会的主要生产力，人类社会正在迈步走进信息时代，作为信息技术重要组成部分的空间信息技术，其发展与应用是21世纪的科技主旋律之一。在过去的几十年中，以全球定位系统（GPS）、遥感（RS）和地理信息系统（GIS）为代表的空间信息技术在地学的众多领域发挥了重要的作用。在空间信息技术支持下，从定性、定量、定位，到三者的结合，反映了人类认识客观世界能力和水平的飞跃（江东，2003）。在流域水资源研究领域，GPS、遥感和GIS相辅相成，各有特色和分工：全球定位系统提供空间基础定位信息；遥感是获取大范围面上资料的主要信息源；地理信息系统具有强大的空间分析功能，为多源空间、非空间信息的融合与分析提供集成化操作平台。在空间信息技术中，GIS是核心，RS和GPS为GIS提供快捷高效的数据源。只有将各种空间信息技术紧密结合，才能充分发挥各自的先进性能，完成空间分析与数据处理任务。因此，在实践中空间信息技术经常是集成应用的。

### 一、遥　感

遥感作为一门新兴的科学技术，在近年来日趋成熟并成功应用与地学的诸多领域。遥感是从远距离、高空以至外层空间的平台上，利用可见光、红外、微波等探测仪器，通过摄影或扫描、信息感应、传输和处理，从而识别地面物质的性质和状态的现代技术系统（陈述彭，1990）。任何在绝对温度零度（－273.16℃）以上的物体，都具有反射、吸收和辐射不同波长电磁波的特性，这是物体的基本特性。相同的物体具有相同的波谱特征，不同的物体，其波谱特征也不同。人眼就是利用这一特性，在可见光范围内识别各种物体的。遥感技术也正是基于同样的原理，用搭载在各种遥感平台（飞机、卫星）上的传感器（照相机、扫描仪等）接收电磁波，根据地面上物体的波谱反射和辐射特性，识别地物的类型和状态。

## （一）地物的波谱特征

资源与环境遥感监测是建立在地物光谱理论的基础上。不同地物对不同波长光谱的吸收、散射、反射均具有不同的特征。地物的光谱特征是能量一物质相互作用的结果。在可见光与近红外波段（0.3～2.5μm），地表物体自身的热辐射几乎等于零。地物发出的波谱主要以反射太阳辐射为主。太阳辐射到达地面后，一部分被地面物体反射，一部分电磁辐射被地物吸收，还有一部分为透过的部分，即

$$\text{到达地面的太阳辐射能量} = \text{反射能量} + \text{吸收能量} + \text{透射能量} \tag{2-1}$$

反射率是表征地温性质和状态特征的一个主要指标，定义为物体反射的辐射能量 $P_\rho$ 占总入射能量 $P_0$ 的百分比，称为反射率 $\rho$：

$$\rho = \frac{P_\rho}{P_0} \times 100\% \tag{2-2}$$

不同物体的反射率也不同，这主要取决于物体本身的性质（表面状况），以及入射电磁波的波长和入射角度。反射率的范围总是≤1，利用反射率可以判断物体的性质。为了更好地鉴别不同地物的光谱特征，通常用平面坐标的横坐标表示波长，纵坐标表示反射率，分析反射波谱地物反射率随波长的变化规律。同一物体的波谱曲线反映出不同波段的不同反射率，将此与遥感传感器的对应波段接收的辐射数据相对照，可以得到遥感数据与对应地物的识别规律（王乃斌，1996）。一般来说，不同地物其反射率特征不同，同时，相同地物在不同状态下的反射率也会产生波动。地物反射率随波长变化有规律可循，从而为遥感影像的分析、处理提供了原则和依据。

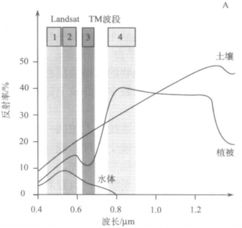


图 2-1　不同地物光谱反射率特性曲线
（据 Eduspace，2005）①

图 2-1 给出了植被、土壤、水体三种地物类型的典型的光谱反射曲线（以美国陆地 Landsat TM 为例）。

（1）绿色植物　　植物叶子对入射、辐射能的反射、吸收和透射，是按其特殊方式进行的，这种方式是含有水溶液的不同色素细胞所独有的特点。从图 2-1 上可以看出，植物的光谱反射曲线具有两个明显的特点：①在可见光波段（Landsat TM 的 1～3 波段）具有一个反射峰。因为对绿色植物而言，在可见光的蓝色区域（中心波长 0.45μm，Landsat TM 的第 1 波段）和红色区域（中心波长 0.65μm，Landsat TM 的第 3 波段），反射

① http：//www.eduspace.esa.int/eduspace/main.asp？ulang=en.

率都非常低，这是因为在这两个光谱带，叶子中的叶绿素能吸收大部分的入射能量。在上述两个吸收带之间的绿色区域（中心波长 0.54$\mu$m，Landsat TM 的第 2 波段），叶子的吸收作用较小，因此形成一个反射峰。这正是植物叶子在我们肉眼看来是绿色的原因。②更为显著的是，在可见光与近红外区域（0.7～0.9$\mu$m，Landsat TM 的第 4 波段）之间，约 0.7$\mu$m 的地方，植物的反射率陡然增强，光谱反射曲线跃升的幅度十分明显，遥感信息上表现为可见光与近红外两波段光谱值的强烈反差。

（2）土壤　土壤的反射特征受土壤的质地、含水量、表面粗糙度、有机质含量等因素的影响，但总的来说，其光谱反射曲线在可见光和近红外区域是缓慢上升的，红色波段和近红外两波段的差值用明显小于绿色植被。因此，可见光和近红外两波段（Landsat TM 的第 3，4 波段）的差值大小来区分植被和土壤。

（3）水体　水体在近红外和中红外波段，几乎吸收全部的入射能量，因此水体在反射红外波段相对于植物和土壤，具有突出的低反射特征，在影像上，水体的色调很黑，与其他地物反差很大，易于识别。

## （二）遥感系统

遥感系统是一个综合性的系统，一般包括：信息获取子系统、地面接收子系统、信息处理子系统及各种专业应用子系统等四个部分，完成从信号的接收、传输、处理到实际应用等一系列功能。

（1）信息获取子系统　接收、记录目标物电磁波特征的仪器称为传感器或遥感器。如扫描仪、雷达、摄影机、摄像机、辐射计等。装载传感器的平台称遥感平台，主要有地面平台（如遥感车、手提平台、地面观测台等）、空中平台（如飞机、气球、其他航空器等）、空间平台（如火箭、人造卫星、宇宙飞船、空间实验室、航天飞机等）。传感器接收到目标地物的电磁波信息，记录在数字磁介质或胶片上。胶片是由人或回收舱送至地面回收，而数字磁介质上记录的信息则可通过卫星上的微波天线传输给地面的卫星接收站。

（2）地面接收子系统　包括一套地面接收设备（硬件），和针对不同信息获取子系统开发的卫星信号接受处理系统（软件），将信息获取子系统传输来的卫星信号存储、管理，并做必要的定标等预处理。

（3）信息处理子系统　负责对地面站接收到的数字信息，进行一系列的处理，如信息恢复、卫星姿态校正、辐射校正、几何校正、投影变换、影像合成与切割等等，转换为一般用户能够使用的标准数据产品。

（4）专业应用子系统　遥感获取信息的目的是应用，专业应用子系统由各领域的专业人员根据其不同的应用目的进行设计与开发，形成直接服务于应用的专业系统。

总之，遥感系统是一个综合性的集成系统，它涉及到航空航天、电子技术、计算机和信息技术以及地学、生态学诸多的应用领域，并与这些相关学科的发展休戚相关。

## （三）常用遥感数据源

遥感从高空对全球的云、资源环境、气候、生态等信息进行连续观测。适用于大面积陆地表面资源调查的卫星资料信息源有多种，可以按照搭载传感器的遥感平台（platform）的不同对遥感数据源进行分类。遥感平台是搭载传感器的工具可分为航天平台、航空平台和地面平台。常规意义上的遥感平台指的是航天遥感平台，根据其应用目的，可以将其分为气象卫星系列、陆地卫星系列和海洋卫星系列。虽然不同的卫星系列所获得的遥感信息常常对应于不同的应用领域，但在进行监测研究时，常常根据不同卫星资料的特点，选择多种平台资料。对于水文水资源研究来说，主要是以气象卫星系列、陆地卫星系列为数据源。

### 1. 气象卫星

气象卫星是以气象服务为主要任务的卫星，分为静止气象卫星和极轨气象卫星。

（1）静止气象卫星　　静止气象卫星位于赤道上空 36 000km 的高空，与地球同步运转，以极高的时间分辨率（每小时）对地球表面特定区域进行连续记录，多颗卫星联合工作可以获得覆盖全球的数据，目前主要运行的静止气象卫星群包括美国的 GOES 系列（GOES E、GOES W）、欧洲的 METEOSAT、印度的 INSAT 和日本的 GMS。图 2-2 为各个卫星的空间分布情况。

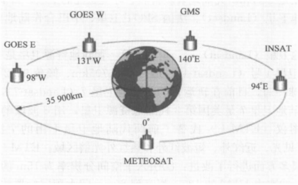



图 2-2　各国主要静止气象卫星空间分布（据 Eduspace，2005）①

（2）极轨气象卫星　　极轨气象卫星又称为太阳同步卫星，环绕地球进行扫描，时间分辨率以日为基本单位。自 20 世纪 70 年代末、80 年代初美国 TIROS-N/NOAA 系列极轨业务气象卫星投入运行以来，由于其快速、宏观、动态、低成本和相对丰富的多

① http：//www. eduspace. esa. int/eduspace/main. asp？ ulang＝en.

光谱数字信息的特点，在环境遥感领域中的应用得到了很大的发展。在我国，运用气象卫星在非气象领域中的遥感应用工作起始于80年代中期，采用了多时相准同步AVHRR数据，对我国东部植被季相动态规律进行了系统研究，同时也探讨了AVHRR数据的植被指数构成；随后国家先后开展了以中国气象局为主组织的北方10省市冬小麦估产试验、中国科学院主持的资源环境动态监测等。NOAA AVHRR具有可见光到热红外的5个波段，由可见光波段（$CH_1$）与近红外波段（$CH_2$）测得的地面反射率，可以估算地面吸收的太阳能量，表征植被生长状况；热红外波段（$CH_4$、$CH_5$），可以评价地面吸收的太阳能量中，显热和潜热所占的比例，而潜热反映了水分的蒸散。各波段的基本情况如表2-1①。

**表2-1 NOAA AVHRR的波段信息和应用领域**

| 光谱通道 | 波段范围/μm | 主要应用领域 |
|---|---|---|
| $CH_1$ | 0.58～0.68 | 云、雪、海水和地表图像 |
| $CH_2$ | 0.725～1.1 | 水体边界、植被覆盖 |
| $CH_3$ | 3.55～3.93 | 海面温度、高温热源、夜晚云图 |
| $CH_4$ | 10.3～11.3 | 云、地表（海面）温度 |
| $CH_5$ | 11.5～12.5 | 云、地表（海面）温度 |

**2. 陆地资源卫星**

陆地资源卫星是勘测和研究陆地表层自然、环境状况的卫星。目前常用的陆地资源卫星包括美国陆地卫星（Landsat）、法国SPOT卫星、中巴合作陆地资源卫星CBERS等。

（1）美国陆地卫星（Landsat）　世界上第一颗陆地资源卫星是美国1972年7月23日发射的陆地卫星1号（Landsat-1）。运行在高705km、倾角98.2°的太阳同步轨道上，16天覆盖地球一遍。目前在轨运行的是陆地卫星7（Landsat-7），于1999年4月15日投入使用。陆地卫星7是美国第3代陆地资源卫星，用8波段的多光谱扫描辐射计增强型专题制图仪（ETM＋）代替了前两代陆地卫星上用的7波段专题制图仪（TM），工作于可见光、近红外、短波红外和热红外光谱区域。ETM＋在前两代陆地卫星的基础上，在很多方面进行了改进：①引入了空间分辨率为15m的全色波段；②热红外波段的空间分辨率由ETM的120m提高到60m；③太阳定标器使卫星的辐射定标误差小于5%，比陆地卫星5提高近1倍②（表2-2）。

（2）法国斯波特（SPOT）卫星　法国SPOT-1于1986年发射，由于采用了具有特色的设计思想和技术（斜向扫描，能立体成像等），因此使其很快在资源环境应用领域占有重要地位。SPOT卫星轨道高度832km，时间分辨率26d，目前在轨的有SPOT-2，4和5这3颗，对指定地区的覆盖周期可缩短到2d。SPOT-4遥感器增加了一个新

① http://noaasis.noaa.gov/NOAASIS/ml/avhrr.html.

② http://ltpwww.gsfc.nasa.gov/IAS/handbook/handbook_toc.html.

**表 2-2　美国陆地卫星 Landsat-7 ETM+波谱特征**

| 波段 | 光谱范围/μm | 空间分辨率/m | 主要特点 |
|---|---|---|---|
| 1 | 0.45～0.52（蓝色波段） | 30 | 叶绿素的吸收波段 |
| 2 | 0.52～0.60（绿色波段） | 30 | 绿色光反射波段 |
| 3 | 0.63～0.69（红色波段） | 30 | 叶绿素的主要吸收波段 |
| 4 | 0.76～0.90（近红外波段） | 30 | 对绿色植物类别差异敏感，与 3 波段结合用于植被监测 |
| 5 | 1.55～1.75（中红外波段） | 30 | 水的吸收波段 |
| 6 | 10.4～12.5（热红外波段） | 60 | 热辐射波段，可反演地表温度 |
| 7 | 2.08～2.35（中红外波段） | 30 | 水的强吸收波段 |
| 8 | 全色波段 | 15 | 与其他波段融合，可提高空间分辨率 |

的中红外谱段（1.58～1.75μm）。它能用于估测植物水分，增强对植物的分类识别能力，并有助于冰雪探测。植被仪是 SPOT 的又一特色，具有 B0，B2，B3 及中红外波段外，地面扫描宽度是 250km，空间分辨率 1km，可每天完成一次全球覆盖，连续监测植被状况。2002 年发射的 SPOT-5 卫星大大提高了空间分辨率，全色波段保持了 60×60 的宽视场，地面分辨率由 10m 提高到 5m 和 2.5m，多光谱波段则由 20m 提高到 10m，并可实现同轨立体成像，提供覆盖五大洲的数字高程模型①（表 2-3）。

**表 2-3　法国 SPOT-5 的波谱特征**

| 波段 | 光谱范围/μm | 空间分辨率/m | 主要特点 |
|---|---|---|---|
| B1 | 0.50～0.59（绿波段） | 10 | 位于植被叶绿素光谱反射曲线最大值的波长附近，用于植被识别与监测 |
| B2 | 0.61～0.68（红波段） | 10 | 位于叶绿素吸收带，用于识别作物、裸土等 |
| B3 | 0.78～0.89（近红外） | 10 | 能很好地穿透大气，对绿色植物类别差异敏感，与 B2 波段结合用于植被监测 |
| B4 | 1.58～1.75（短波红外） | 20 | 植被探测及矿物探测 |
| 全色 | 0.48～0.71 | 2.5，5 | 与其他波段融合，可提高空间分辨率 |

（3）中巴地球资源卫星（CBERS）　地球资源卫星（CBERS-1）由中巴两国共同投资、联合研制。2000 年 3 月 2 日 CBERS-1 成功发射并投入应用。该星是传输型的地球遥感卫星，利用高码速率数传输系统将所能获得的数据实时传回地球，其图像可覆盖我国陆地、海域及部分周边地区，进行昼夜观测。CBERS-1 载有一台空间分辨率 78m 的 4 谱段红外扫描仪（IRMSS）、一台空间分辨率 20m 的 5 波段 CCD 相机、一台空间分辨率 258m 的 2 波段宽视场成像仪（WFI）。2003 年 10 月 21 日资源卫星 02 星投入使用，其数据产品可用来土地资源、水资源动态监测、农作物长势、洪涝、地震等自然灾害监测等（表 2-4）。

---

① http：//spot5.cnes.fr/gb/index3.htm.

表 2-4 中巴地球资源卫星（CBERS）波段设置①

| 传感器 | 波段 | 光谱范围/μm | 空间分辨率/m |
| --- | --- | --- | --- |
| CCD相机 | 1 | 0.45～0.52 | 20 |
| | 2 | 0.52～0.59 | |
| | 3 | 0.63～0.69 | |
| | 4 | 0.77～0.89 | |
| | 5 | 0.51～0.73 | |
| IRMSS | 6 | 0.54～0.93 | 78 |
| | 7 | 1.55～1.76 | |
| | 8 | 2.07～2.36 | |
| | 9 | 10.4～12.5 | |
| WFI | 10 | 0.63～0.69 | 258 |
| | 11 | 0.77～0.89 | |

（4）新一代中尺度卫星（MODIS） 中分辨率成像光谱仪 MODIS（Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer），是极轨卫星 Terra（EOS-AM）和 Aqua（EOS PM）上搭载的对地观测仪器。其中 Terra 于 1999 年 12 月发射，沿着轨道从北往南并于上午经过赤道上空，因此又称为上午星；Aqua 于 1999 年 12 月发射，沿着轨道从南往北于下午经过赤道上空，因此又称为下午星。NASA 对 MODIS 数据实行全球免费接受的政策，极大地促进了 MODIS 数据的研究和应用（刘闯，葛成辉，2000）。MODIS 是当前世界上新一代"图谱合一"的光学遥感仪器，具有 36 个光谱通道，分布在400～1400nm 的电磁波谱范围内，空间分辨率分别为 250m，500m 和 1000m，扫描宽度为 2330km，在对地观测过程中，每秒可同时获得 6.1Mb 的来自大气、海洋和陆地表面信息。在 Terra（EOS-AM）和 Aqua（EOS PM）双星支持下，每 1～2d 可获得一次覆盖全球观测数据。其波段设置及波谱特征如表 2-5。

表 2-5 MODIS 波段设置及波谱特征②

| 波段 | 波谱范围（1～19 波段为 nm，其余为 μm） | 空间分辨率/m | 主要应用领域 |
| --- | --- | --- | --- |
| 1 | 620～670 | 250 | 下垫面调查、云与大气状况 |
| 2 | 841～876 | | |
| 3 | 459～479 | 500 | 下垫面调查、云与大气状况 |
| 4 | 545～565 | | |
| 5 | 1230～1250 | | |
| 6 | 1628～1652 | | |
| 7 | 2105～2155 | | |

① http://www.cast.ac.cn/cpyyy/intr_wx_zy-1.htm.

② http://modis.gsfc.nasa.gov/about/index.html.

续表

| 波段 | 波谱范围<br>(1～19 波段为 nm，其余为 μm) | 空间分辨率/m | 主要应用领域 |
|---|---|---|---|
| 8 | 405～420 | 1000 | 海洋生化特征（叶绿素、沉积物等）、水色等 |
| 9 | 438～448 | | |
| 10 | 438～448 | | |
| 11 | 526～536 | | |
| 12 | 546～556 | | |
| 13h | 662～672 | | |
| 13l | 662～672 | | |
| 14h | 673～683 | | |
| 14l | 673～683 | | |
| 15 | 743～753 | | |
| 16 | 862～877 | | |
| 17 | 890～920 | | 大气水汽含量 |
| 18 | 931～941 | | |
| 19 | 915～965 | | |
| 20 | 3.660～3.840 | | 云顶温度、表面温度 |
| 21 | 3.929～3.989 | | |
| 22 | 3.929～3.989 | | |
| 23 | 4.020～4.080 | | |
| 24 | 4.433～4.498 | | 大气温度 |
| 25 | 4.482～4.549 | | |
| 26 | 1.360～1.390 | | 云（薄卷云）、水汽 |
| 27 | 6.535～6.895 | | |
| 28 | 7.175～7.475 | | |
| 29 | 8.400～8.700 | | |
| 30 | 9.580～9.880 | | 臭氧观测 |
| 31 | 10.780～11.280 | | 云温度、表面温度 |
| 32 | 11.770～12.270 | | |
| 33 | 13.185～13.485 | | 云生存期与高度 |
| 34 | 13.485～13.785 | | |
| 35 | 13.785～14.085 | | |
| 36 | 14.085～14.385 | | |

MODIS 卫星信号经过地面接收系统进行多级处理，从 Level0 到 Level 1a，Level1b 等产品，其中我国的 MODIS 接收单位对外提供的初级产品大多为 Level1b 级。在 Level1b 基础上，可以进一步生成大气、陆地和海洋多种类别、多个层次的应用数据，如云产品、大气成分、地表反射率、反照率、地表温度、土地利用/覆盖及其变化等。

## 二、地理信息系统

GIS 的出现是信息技术及其应用发展到一定程度的必然产物。人类生活在地球上，

80%以上的信息与地球上的空间位置有关，起先人们以绘制地图来记录发生在身边的地理现象和地理信息。计算机技术突飞猛进的发展，为我们带来了新的思路和方法。人们开始采用数字形式存储地理信息，用计算机辅助管理和相关操作，这种新的技术系统便是现在常说的“地理信息系统”（江东，2000）。

地理信息系统起源于北美。世界第一个运行性地理信息系统是在1963年加拿大土地调查局为了处理大量的土地调查资料，由测量学家R. F. Tominson提出并建立的。同一时期美国哈佛大学的计算机图形与空间分析实验室，建立了SYMAP系统软件，竭力发展空间分析模型和制图软件。但由于当时计算机技术水平不高，存贮量小，磁带存取速度较慢，使得GIS带有更多的机助制图色彩，地学分析功能极简单。20世纪70年代以后，由于计算机软硬件迅速发展，特别是大容量存贮功能磁盘的使用，为地理空间数据的录入、存贮、检索、输出提供了强有力的手段，使GIS朝实用方向迅速发展。美国、加拿大、英国、西德、瑞典、日本等发达国家先后建立了许多不同专题、不同规模、不同类型的各具特色的地理信息系统。如美国地质调查局建立了50多个地理信息系统用于地理、地质、地形和水资源等领域空间信息的工具，典型的有GIRAS，用于处理、分析全国范围土地利用和土地覆盖制图的空间数据。这期间许多大学和研究机构也开始重视GIS软件设计及应用的研究。如美国纽约州立大学创建了GIS实验室，后来发展成为包括加州大学和缅因州大学在内的由美国国家科学基金会支持的国家地理信息分析中心（陈述彭，2001）。

GIS是利用现代计算机图形技术和数据库技术，输入、存储、编辑、分析、显示空间信息及其属性信息的地理资料系统（Paul，2001）。它以计算机为手段，对具有地理特征的空间数据进行处理，能以一个空间信息为主线，将其他各种与其有关的空间位置信息结合起来。它的诞生改变了传统的数值处理信息方式，使信息处理由数值领域步入空间领域。GIS技术的发展吸取了地理学、测量学、制图学、电子工程和计算机科学的营养，特别是计算机辅助制图（CAM）、数据库管理（DBM）、计算机辅助设计（CAD）、遥感（RS）和计量地理学（CG），这些学科的发展为GIS技术的发展创造了条件。因此，GIS是计算机辅助制图/设计（CAD/CAM）、数据库（DBM）、遥感（RS）等信息技术交叉、融合的结果（图2-3）。

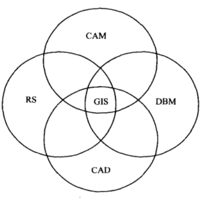



图2-3 GIS与相关学科的关系示意图
（据Maguire et al.，1991）

计算机制图着重于数据分类和自动符号表达；计算机辅助设计偏重于设计并对所设计的物体用图形符号进行表达；数据库管理系统主要实现对非图形数据的优化存储和提取；遥感是关于从一定距离使用各种传感器获取特定目标的各种图像，并对这类图像进行处理和分析以提取信息的技术。GIS与这些学科的主要区别在于它的空间分析功能，如以地理位置或空间范围作为信息提取的索引和对多层数据进行叠加处理等。GIS的用

途十分广泛，可以为各类应用目的服务，例如交通、能源、农林、水利、测绘、地矿、环境、航空、国土资源综合利用等等（张超，2000）。

GIS 最核心的硬件设备是计算机系统，其规模和组成视具体的应用需求而定：一个小型的应用系统可以在一台个人计算机独立运作；而一个大型的系统可能由数台计算机所组成，经由计算机网络串联而成。为了完成地理信息的输入和地图成果的输出，除了一般的键盘和鼠标之外，还必须有一些特别的外围设备。在输入设备方面，有扫描仪或数字仪，用于输入传统地图上的信息。扫描仪能够将纸质地图或遥感图片扫描成数字影像，以 TIF，BMP 等多种方式存储；数字化仪则可以将纸质地图上的地物信息以矢量形式（点、线、多边形）存储在计算机中。常用的图形输出设备包括：图形显示器、打印机、绘图机等（郭达志，1996）。

GIS 软件用于完成对地理信息的存储、管理、分析和显示的功能和操作。GIS 软件系统可以再细分为以下主要子系统（黄杏元，1990）：

• 数据输入子系统：负责数据的采集、预处理和数据的转换（主要指不同管理信息系统间的数据交流）。

• 数据存储与管理子系统：负责组织和管理数据库中的数据，以便于数据查询、更新与编辑处理。

• 数据分析与信息处理子系统：负责对数据库中的数据进行计算和分析、处理。如面积计算，储量计算，体积计算，缓冲区分析，空间叠置分析等。

• 数据输出子系统：以表格、图形、图像方式将数据库中的内容和计算、分析结果输出到显示器、绘图纸或其他介质上，或转换为其他系统所需要的格式。

GIS 的应用也日趋深化和广泛，在国土资源、农业、气象、环境、城市规划等领域成为常备的工作系统。尤其是 1998 年前美国副总统戈尔提出“数字地球”的概念以来，GIS 在全球得到了空前迅速的发展，广泛应用于各个领域，产生了巨大的经济和社会效益。进入 21 世纪后，我国正式提出了建设“电子政务”，以政务信息化带动社会信息化的宏伟构想，GIS 将在国民经济宏观管理、数字国土、数字水利等领域中发挥重要作用。

## 三、全球定位系统

全球定位系统（Global Positioning System，简称 GPS）是以人造卫星组网为基础的无线电导航定位系统。利用设置在地面或运动载体上的专用接收机，接收卫星发射的无线电信号实现导航定位。现有的 GPS 系统是美国自 20 世纪 70 年代开始研制的，该系统能连续向地面发射信号，供位于地表面或海、陆、空的固定和移动接收机接收，实现在地球上任何地方和任何时刻的自动定位。另外，GPS 搭载于移动平台上，可以得到平台的运动方向、速度和运移轨迹。我国在卫星定位方面发展很快，分别于 2000 年 10 月 31 日、12 月 21 日和 2003 年 5 月 25 日发射了三颗“北斗一号”导航定位卫星。这三颗卫星组成了完整的卫星导航定位系统，确保全天候、全天时提供卫星导航信息。随着地面接收设备的改进和民用化进程，将会与遥感、GIS 一起，为资源环境研究提供崭新的空间信息采集、分析、处理和辅助决策的工具。

GPS 主要由三部分组成：

（1）定位卫星群　GPS 卫星分布在 6 个相对于赤道倾角为 55°的轨道面上，每个轨道分布 4 颗卫星。轨道平均高度为 20 200 km，每 12 个恒星时绕地球一周。GPS 卫星以两种频率向地面实时发送导航信号（图 2-4）。

（2）地面控制系统　包括主控站、监控站和注入站等，主要任务是保证卫星导航数据的质量。

（3）接收处理系统　面向各种用户，包括信号接收设备（卫星天线、接收机、解码器、软件系统）、处理设备（计算机和相关数据处理软件）。

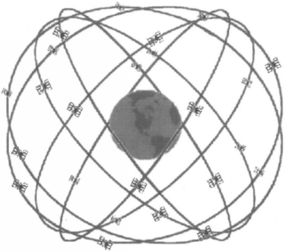


图 2-4　GPS 卫星群及其轨道分布示意图（据 Peter H. Dana，1998）[①]

地表空间物体的定位实际上是点的定位。即确定某点相对于某一坐标系（框架）的三维坐标，从动态的角度看，还要考虑点的三维运动速度。从点到线，从线到面，从面到体，可以实现任何复杂的地表空间物体的定位。点的定位是通过 GPS 接收机测得该点分别与 GPS 卫星的空间距离，接收该时刻卫星的瞬时坐标，考虑测时误差、对流层、电离层对测距的影响及卫星星历等误差影响，通过空间建模和数值内插，即可确定该点的三维坐标［二维平面（$X$，$Y$）坐标、高程 $Z$］和第四维的时间信息（$T$）（李德仁，关泽群，2000），从而保证全球、全天候连续、实时动态导航、定位。在水文水资源研究领域，GPS 可以为特定地点的要素观测、模型校验等提供准确的空间定位信息同时，通过空间建模和数值内插，可以为水文过程模拟提供面上的基础地形数据。并且数据采集快速、外业费用低。绝对和相对精度达到米级、厘米级乃至亚毫米级。

区域水循环研究常用的基础数据资料——数字地面模型（Digital Terrain Model，

① http://www.colorado.edu/geography/gcraft/notes/gps/gps_f.html.

简称 DTM)，可以用 GPS 结合常规观测手段获得。DTM 是数字地形模拟的重要结果，它是描述地面特性的空间分布的有序数值阵列，是在空间数据库中存储并管理的空间地形数据集合的统称，是带有空间位置特征和地形属性特征的数字描述（李德仁，关泽群，2000)，它是建立不同层次的资源与环境信息系统不可缺少的组成部分。DTM 和相关分析功能的支持下，我们可以方便地提取地表属性的三维特征，诸如高度、坡度、坡向等重要的地貌要素，并且使这些要素成为地学分析和生产应用中的三维特征，诸如高度、坡度、坡向等重要的地貌要素，并使这些要素成为流域水循环分析和研究中的基础数据，它们可以广泛的应用在多种领域。图 2-5 为黄河流域 1∶100 万 DTM 示意图。

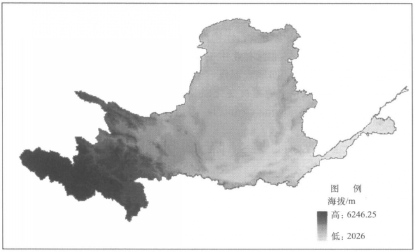



图 2-5　黄河流域 1∶100 万 DTM 示意图

以上对空间信息技术的基本概念和发展动态做了简要介绍和回顾。在以下两节内容，将着重阐述遥感、GIS 等在区域水循环研究中的应用情况。

## 第二节　RS 技术在流域水循环研究中的应用

能否持续地、稳定地获取不同尺度的水文信息，已经成为陆地水循环过程深入研究以及水文科学进一步发展的关键所在。另外，由于传统观测和试验手段的局限，如何将一维点上信息向二维平面甚至是三维空间发现扩展，以及如何就微观、中观和宏观尺度间的实现水文信息转化问题，也是水文水资源学领域研究面临的主要难题之一。

遥感信息不仅具有其覆盖范围广、周期性好以及成本低廉的特性，而且能够稳定持续地提供信息，目前已经成为水文水资源研究的新型信息源，当前最主要的问题就是如何将传感器获取的光谱信息和电磁信号准确地反演成能直接应用于水循环过程的研究。另外。遥感技术的优势在于它能够持久地提供陆地水循环过程的面状信息，这对于传统的以稀疏零散点为基础的水文观测来说本身就是一次革命和飞跃，加之这种面状信息本

身又具有不同的时间和空间分辨率，其自身就含有尺度转化的信息（高彦春，2001）。由于遥感技术在信息采集和信息处理方面突出的优势，虽然到目前位置仍然没有面向水文水资源研究的专用卫星，但是遥感技术已经全面应用于流域水循环过程的多个环节当中，如降雨、蒸散、径流和土壤水分的测定。

傅国斌等（2001）将遥感技术在水文学中的应用可大致分为两方面：一是利用遥感资料推求各种水体（如湖泊、湿地等）的面积变化、监测冰川和积雪的融化状态、以及洪水过程的动态监测等，这是遥感技术在水文学中的直接应用；二是利用遥感资料进行有关水文过程中的参数和变量的推求（许有鹏等，1995），如土地覆盖状况、植物（作物）生长和发育情况，继而利用一些经验公式、统计模型和概念性水文模型等来获取诸如径流、土壤水分、区域蒸发等水文变量，这是遥感技术在水文学中的间接应用。而 Bastiaanssen 等（2000）则从生物量、作物产量、蒸散、土壤含水量、土壤盐渍化、径流、降水等角度阐述了遥感在灌溉农业中的应用及其应用前景。Schmugge 等（2002）从状态变量（state variables）如地表温度、表层土壤湿度、水质、景观粗糙度（landscaperoughness）、土地利用/土地覆被变化以及水文气象通量如蒸散（包括土壤蒸发和植物蒸腾）、融雪水径流（snowmelt runoff）等角度阐述了遥感在水文学中的应用。

## 一、降　水

降水是流域水循环过程的主要输入项，区域降水量的传统水文获取方法一般通过雨量站观测数据向面上展布来实现，但某种意义上来说，降水的三维时变信息对于流域水循环过程更为重要，而具有大空间尺度的现代遥感技术使这种动态面状信息的获取成为了可能，气象卫星的红外、可见光和微波等波段已经被广泛应用于区域水量的估算。

利用遥感技术估算区域降水的方法按其计算原理可以分为直接方法和间接方法。直接方法主要利用微波波段直接估算降水，其测定原理主要是因为微波波长与雨滴直径相接近，而远大于云粒子，使得雨滴对于微波辐射的体散射、体消光的影响比云约大三个量级，因此根据降水层的冰晶层对于微波辐射的散射效应就能够直接反应降水信息，通常采用的直接散射信息是亮度温度。微波技术由于能够穿透云层，直接获取云层之下的实际降水微粒特征，因而被广泛采用，如全球能量与水分循环试验（GEWEX）就利用遥感手段直接估算东亚副热带半湿润地区的降水，如利用 TRMM 和 GMS-5 的微波波段估算淮河流域降水（赵柏林，1999）。事实上，由于微波无法直接测定地面的降水数据，而只能通过垂直梯度的水分差异由云层底层降水特征间接导出，有时两者之间相关性较差，因此利用微波直接估算区域面雨量仍需不断完善。

间接方法主要利用云层顶端的可见光/红外波段的辐射特征指示降水的可能性，在方法上主要包括以 Scofieldde 技术为代表的云生命史法和以 Arkin 技术为代表的云指数法等。间接方法测定优势是红外和可见光波段通常具有较高的空间分辨率，并具有时间上的大量样本，但由于间接方法所测定的信息是由云顶辐射导出的，而实际降水来自于云体下方，两者间并非一种直接关系，因此单纯利用云层辐射信息计算降水存在一定的局限（刘昌明，2001）。事实上，卫星遥感的优势在于其能够有效地反应降水地时空展

布，而地面雨量计的长处在于它能够精确反应单点雨量，如果能够利用地面雨量计的观测结果来反向标定遥感降水估算结果，就完全能够克服上述间接方法本身存在的固有缺陷。随着计算机、网络和通讯技术的迅猛发展，常规地面观测资料的采集越发快捷，将雨量站精确的点观测与卫星资料大范围面观测的互补优势有机融合起来，成为间接方法提高降水估算精度的主要途径。如在 GEWEX 中的“淮河流域试验（HUBEX）”当中就采取了一种智能型客观分析方法将地面雨量观测结果与卫星降水估算结果进行了融合，融合结果的误差明显小于单纯直接估算结果（卢乃锰，1999）。

## 二、蒸　　散

蒸散是流域水量平衡中的重要支出项，且是流域水文模型主要输出变量。随着观测手段和对大气边界湍流场认识的深化，不断涌现出各种用于区域蒸散计算的方法，从最初的经验半经验方法和物理模型法，到考虑 SPAC 系统的 SiB、同温模式等方法。利用上述传统方法计算区域蒸散需要考虑的影响因子很多，加之存在点向面尺度转换的问题，因此在求取区域蒸散上存在许多困难。近 20 年来，国内外相继开展了大量的利用卫星遥感估算区域蒸散量的研究工作同常规手段相比，遥感技术一方面能够提供大面积地面特征信息，另一方面也更为经济便捷。

蒸散包括蒸发和蒸腾，但无论是蒸发还是蒸腾，都是水分从液态转变为气态的过程，而实现这一相变的能量消耗都源自于太阳的辐射能。利用遥感技术可以获取地表能量平衡方程的物理项信息，从而为利用能量平衡方程来推算区域蒸散量奠定了基础。

估算区域蒸散的基本原理是能量平衡方程，即

$$I_n = G + H + LE + B \tag{2-3}$$

式中 $I_n$ 为净辐射；$G$ 为土壤热通量；$H$ 为显热通量；$LE$ 为潜热通量；$B$ 为用于植被光合作用和生物量增加的能量。

在式 2-3 中，$B$ 数值很小，一般可以忽略。$R_n$ 可以通过理论太阳辐射用经验公式求得，也可以通过遥感方法获取。$G$ 是土壤热传导性和垂直温度梯度的函数，可以通过遥感技术测定地表温度反演求得。目前计算 $H$ 和 $LE$ 的方法主要包括三大类：第一类是采用经验、半经验公式进行计算；第二类是通过有物理基础的分析模型对 $H$ 进行计算；第三类是利用数值来模拟地表能量通量交换，同时利用遥感资料来提取模型参数（刘昌明，2001）。

基于上述认识，1973 年 Brown 和 Rosenberg 根据能量平衡和作物阻抗原理建立了作物阻抗-蒸散模型，成为热红外遥感温度应用于作物蒸散模型的理论基础；随后 Sequin和 Itier 利用卫星热红外资料建立了冠层与空气温度差与日蒸发量的统计模型（Sequin，Itier，1983）。谢贤群等在上述模型的基础上，对不同气象和空气层结合条件下的空气动力阻抗的计算公式进行了修正（谢贤群，1991）。另外，Casselles 等根据不同区域的特点，对蒸散计算方法中参数的计算机型改进（Casselles，1998；Carson，1995）。

近 20 年来，随着遥感技术的不断发展，国内外相继开展了利用卫星遥感技术估算

区域蒸散的研究。遥感通过用少量的地面数据对大范围区域估算蒸散，因此它有着巨大的潜力来提高灌溉管理以及其他类型的水资源管理。詹志明（2002）将遥感计算蒸散方法分为如下几类：地表能量平衡计算方法、互补相关陆面蒸散发模型、Penman-Montieth 模型和区域蒸散发的气候学计算（Penman 法）等。根据遥感数据在计算过程中所起的作用不同，将遥感计算蒸散方法分为三类：与传统方法相结合的方法、与水文模型结合的方法以及基于地表能量平衡方程的方法。

在国内，从 20 世纪 90 年代初开始，中日合作在黑河地区开展了地-气相互作用实验研究，先后进行了遥感的地表参数反演研究（陈添宁等，1992；吴艾笙等，1992）和地表能量通量研究（王介民等，1995；马耀明等，1997，1999），为进一步开展蒸散研究奠定了基础。陈鸣等（1994）从能量平衡出发，将试验场实测地表热红外温度及各项气象要素，用冠层温度差方法，求得局部地区的蒸散量，进而与卫星热红外温度数据相配合，估算大面积作物的蒸散。陈云浩等（2000，2002）基于地表能量平衡方程计算了中国西北地区的蒸散量，并建立了非均匀陆面条件下区域蒸散量计算的遥感模型。

## 三、径　流

遥感技术在径流计算中的应用可以简单分为两种，其一是利用遥感手段分别计算（或辅助计算）降水、蒸散、土壤含水量等水循环项目，然后根据区域水量平衡方程反算得到径流项，如欧洲用 GMS 卫星遥感技术推算 Danube 河的径流量。这类模型结构非常清晰，但在计算过程中存在误差累积的问题，因此通常需要其他辅助校验手段；其二是应用于各种水文模型，包括松散结合和紧密结合两种方式，作为模型的相关输入或用于参数率定，或形成新的遥感水文模型，而这种应用方式更为普遍。下面仅就后者研究加以综述。

流域的水循环动态过程实际上是气象要素与下垫面要素综合作用的过程。除了降雨、蒸发等气象因素影响流域的径流过程，而且流域下垫面的地质、地貌、植被和土壤等因子对径流形成也起着重要的调节作用。卫星遥感技术可以快速、准确提供大范围的流域地质地貌、植被覆盖、土地利用、土壤特征以及土壤水状况等信息，这就为流域的径流估算、洪水预报等水文动态模拟研究提供了有利手段，以遥感资料作为水文模型的输入越来越受到国内外广泛重视。值得注意的是，由于作为输入数据的水文监测数据无法用电磁波信息来代替，而且现有的遥感传感器的时间和空间分辨率尚不能统一，加之目前尚没有办法建立一个模型将电磁波信号转化为水文信息，因此遥感数据中所获得的信息不能直接应用到已有的模型中去，通常用于水文模型参数估算和模型的输入研究。

遥感技术应用于水文模型大致可以分为三个阶段。

### （一）融雪径流研究

遥感资料在水文研究早期应用于径流回归分析，Hollday（1976）曾经对 Landsat 的卫星资料进行处理，确定了水体、河道、植被等流域的物理特征，使传统的回归方程

得到改善；1977 年 R. M. Ragan 等在喜马拉雅山脉的印度河等流域根据 NOAA 卫星积雪覆盖资料推求回归方程，预报融雪径流。另外常规资料地区利用遥感资料进行回归分析提高径流估算精度也非常有效，如 1977～1979 年金斯克恩河流域和卡维亚流域利用遥感资料后，径流预报精度大为改善。

### （二）下垫面解译并运用于小试验区

这一阶段主要将遥感资料输入现有模型，大大改善预报精度，如土地利用程度和土壤类别等遥感信息。美国 SCS 模型能够比较方便地接受遥感资料的输入，1980 年 Jackson 将复杂的土地利用类别简化，并将以陆地卫星资料和航片资料为输入的模拟结果与水文常规资料为输入的模拟结果进行对比，发现预测的结果很接近。1983 年 Rango 等对美国 6 个流域同时用常规资料和陆地卫星资料进行土地预测，并输入 HEC 模型来生成流量频率曲线，发现后者更为经济。

### （三）综合多种遥感信息建立模型

Cermak 等从 1979 年就进行早期的遥感水文模型研究，并与 GIS 相结合，后来美国马里兰大学又将遥感资料转化为数字化格式存入 GIS，根据所输入的降雨值估算流量。Garrote 和 Bras（1992，1995）建立了基于 DEM 的流域产汇流模型。在我国，自 20 世纪 80 年代起，遥感水文模型也有了较大的发展，如 1983 年吕明强在清流河试验基地利用 1∶1400 比例尺黑白航片为基础，以下垫面条件差异为自然单元，对区域产流量作了预测。1986 年魏文秋通过卫片解译得到下垫面土壤类型和初始土壤含水率，提出分网格计算产流量。1988 年王燕生将 USDAHL 模型运用到内蒙古少冷河流域，芮孝芳（1995）在此基础上又进行了深入研究，取得较好成果。

由于遥感数据具有分布式特点，因此只有分布式水文模型才能够全部利用这一时间和空间分布的特点（李纪人，1997），这使得使用几千公里地区降雨范围和 SPOT 卫星 10m 空间分辨率的模型在结构上没有矛盾。现如今在建模时利用遥感信息为输入的研究主要包括以下几方面：①利用遥感估算模型参数。包括基于遥感和地面真实资料的回归模型（Papadakis et al.，1993）、针对遥感数据对已有模型的改进（Engman & Gurney，1991）、洪水过程线计算模型（Schumann & Funke，1996）、水文平衡模型（Dickinson et al.，1986，1991；Schumann & Funke，1996）和关于土地变化的影响研究（Schuultz，1996）等；②利用遥感数据作为模型输入的估算。如利用卫星数据进行降雨量估算（Collier et al.，1989；Sutton & Conway，1990；Papadakis et al.，1993；Petty & Krajewski，1996）、雷达降雨估算（Monai et al.，1989；Bremand & Pointin，1991；R. Nisen，R. List，1998；卢乃锰，1999）和流域 NOAA 数字图像和部分地面气象资料估算蒸散发（田国良，1990）和作为模型输入的融雪估算研究等；③利用遥感信息计算水文参数。如新安江模型中自由水蓄水容量 SM 的确定（赵人俊等，1992）、利用 TM 影像确定流域土壤类型分类（许有鹏等，1995）、利用 NDVI 确定植被覆盖率

(Kite & Peitroniro, 1996)、利用 NOAA 数据确定土壤湿度（邓儒儒等，1999）等。

目前，充分利用具有时空特征的遥感信息的分布式水文模型已经引起了国际水文水资源领域研究人员的广泛兴趣。人们采用各种流域划分方法，将流域划分为若干个单元，然后模拟各分布单元的水循环过程，如 SHE 模型、Hydrotel 模型、USGS 模型、SLURP 模型、WATFLOOD 模型等。真正的流域分布式水文模型是未来水循环研究的极具前景的发展方向之一。

## 四、下垫面类型调查

由于人类活动引起的下垫面改变显著影响着流域产汇流过程，因此早在 20 世纪 30 年代，前苏联设立了 Ualday 水文试验流域，试图全面系统地研究各种农业措施对流域产汇流过程的影响以及水循环的相关响应；1935 年水文学家在南非 Jonkershoek 森林水文站设立了 6 个对比流域，研究不同森林开发程度的水文效应。20 世纪 60 年代起国际水文十年（IHD）和国际水文计划（IHP）活动的开展中，人类活动的水文效应的研究作为其一项主要内容越来越受到重视。事实上，早在流域水文模型研制初期，对于人类活动对流域下垫面影响下的流域水文模拟问题，人们就给予了足够的关注，而且相应地建立了一些水文模型，其中最有影响力的就是 SCS 模型，由于它考虑了下垫面和人类活动影响，且可以应用于无资料地区。几十年来，SCS 模型被几十个国家应用，并不断改进和完善。

目前，国外对于人类活动的水文效应研究采用的方法主要包括水量平衡法、对比分析法和流域水文模拟法，如 Stancin P. 曾利用相关分析法对于不同类型土地利用与径流系数、径流量间的关系进行了研究。在国内，原水利电力部 20 世纪 80 年代前期专门设立了“人类活动对水文要素的影响”的研究项目，较为系统地研究人类活动造成的下垫面变化对水循环过程及要素的影响。随后，许多学者就单项不同下垫面变化引起的产汇流变化情况作了深入研究，如基于水利工程影响的流域产流模型的提出。20 世纪 80 年代中期，鉴于黄河水沙变化，成立了“黄河水沙变化研究基金会”，系统研究包括流域下垫面变化所引起的减水减少效应和规律，第一期基金初步建立了水文分析法与水土保持分析法（也称成因分析法）两大方法体系，用于计算因水土保持引起下垫面变化而产生减水减沙量效应，但这两种方法皆属于统计学方法，具体应用上存在一定的局限。1996 年，水利部黄河水沙变化研究基金会又启动了第二期水沙基金项目，其特点是建立了多种降雨产流产沙模型。

下垫面是指地表各类覆盖物所组成，并能影响水量平衡及水文过程的一个综合体，包括地表面的岩石、土壤、植被和水域等各种要素。地表各类覆盖物质种类繁多，但我们最关心的是影响水量平衡及地表水文过程的要素。这些要素大致可分为：地质、地貌、植被和人为建筑物等 4 类。为充分利用地理信息系统的特点，本次研究将重点研究土壤类型、土地利用类型、坡度三种类型的下垫面变化对流域产汇流的影响。

人类在地表上与环境产生互动，适应环境、利用环境或改变环境，而许多的人一地互动过程及结果都呈现于地表上，因此，土地利用/土地覆盖，包括土地利用与土地覆

盖的变化，是反映人类社会与全球变化的最有效的桥梁。土地利用研究中，首先是对地表土地利用情况进行分门别类，分别进行统计和处理。例如在大类上，可以分为下几种：农用地是指耕地、园地、林地、牧草地以及内陆水面内的河流水面、湖泊水面、水库水面和坑塘水面；建设用地是指居民点、工矿用地、交通用地、沟渠以及水工建筑；未利用地是指未利用土地、苇地、滩涂、冰川和永久积雪，等等。土地利用动态监测，主要是对耕地以及建设用地等土地利用变化情况进行及时、直接、客观的定期监测，检查土地利用总体规划及年度用地计划执行情况，重点核查每年土地变更调查汇总数据，为国家宏观决策提供比较可靠、准确的土地利用变化情况；对违法或涉嫌违法用地的地区及其他特定目标等情况进行快速的日常监测，为违法用地查处及突发事件处理提供依据。

传统的土地利用的获取主要来源于野外调查，费工费时，而且调查范围受到限制。沼泽地、热带雨林、冰川雪原等人员难以进入的地区，是无法进行野外调查的。随着遥感技术的发展，卫星遥感技术成为进行土地利用动态监测的有力工具，卫星传感器获得的各种遥感光谱资料，蕴含了丰富的地表状态信息，这些信息具有定量、宏观、快速等特点，是生物圈、大气圈、全球变化等研究不可替代的信息源。卫星遥感可以覆盖全球每一个角落，对任何国家和地区都不存在以往由于自然或社会因素所造成的信息资料空白地区；卫星遥感影像对任何一个区域都可以进行周期性的重复探测，这样对同一个地区就以获得不同日期、不同月份、不同季节的动态解译信息，进而为利用所解译的信息进行动态分析提供了数据保证；卫星遥感资料可以及时地提供广大地区的同一时相、同一波段、同一比例尺、同一精度的数据信息，为缩短成图周期，降低成本提供了可能。

多时相遥感影像与 GIS 背景信息的结合，可以提供土地利用年际变化特征，实现土地利用情况的动态监测。动态信息的获取来自于不同期遥感影像的对比，依托于遥感、地理信息系统一体化软件，可以勾画出土地利用/土地覆盖动态图斑，形成动态变化数据库：首先对不同年份的遥感图像分别进行土地利用分类，然后在精确的空间配准基础上，对两个分类图层进行叠加分析，确定土地利用变化区域、变化内容、变化程度。其技术流程见图 2-6 。

我国在这方面的研究和实践工作已经相当成熟。例如中国科学院地理科学与资源研究所在 1∶10 万比例尺的水平上，对国家耕地面积每年的变化情况、全国各个土地利用类型（包括森林、水域、草地、荒漠、滩涂等）每五年的变化情况进行全面的动态监测，从中发现变化，并找出变化的主要原因，以提供科学依据和决策支持。“九五”攻关的成果，包括 1995 年以来每隔两年全国耕地和城镇面积的变化，以及 2000 年中国资源环境整体状况的数据，均以完全覆盖国土陆地部分的遥感数据作为基础，经过计算机人机交互解译，形成专题图件，然后定期更新，提取变化信息，技术路线成熟，已取得了有效的时空过程监测结果。

1999 年初，水利部水土保持司决定开展全国范围的第二次全国土壤侵蚀调查工作，其主要目的在于摸清我国土壤侵蚀的基本状况，研究中采用中国资源环境数据库的 1∶10万土地利用数据和全国 TM 图像深加工数据本底，全面利用中国资源环境数据库现有的数据标准、技术系统规范和数据库操作规范以及无纸作业调查流程进行全国第二

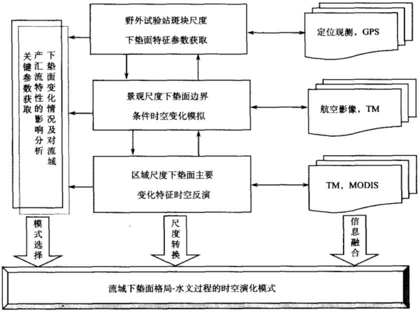



图 2-6　RS，GIS 结合的下垫面类型调查技术流程

次土壤侵蚀调查工作。项目完成了全国范围 31 个省市自治区 3000 余个县市 1∶10 万比例尺的土壤侵蚀调查，建成了全国 1∶10 万土壤侵蚀数据库。国土资源部首次大批量应用高分辨率卫星数据，成功地对全国 66 个 50 万人口以上城市 1999 年度土地利用变化情况进行了监测。监测以美国陆地卫星 TM 数据和法国 SPOT 卫星数据为主要数据源，监测重点是土地利用总体规划经国务院审批的 50 万人口以上城市，主要分布在东北、华北及中南地区，监测区内耕地面积占全国耕地总面积的 19.5%，总监测面积达 71.4 万 $km^2$。此后，土地利用动态遥感监测已被列入新一轮国土资源大调查项目计划，2000～2010 年每年对全国重点城市进行监测，逐步建立全国土地利用动态监测体系，完善土地利用调查、监测、统计制度。

## 五、其他相关参数

### （一）土 壤 水 分

干旱系指由水分收支或供求不平衡形成的水分短缺现象，它是我国及世界上许多其他国家的重大自然灾害之一，每年都给人类社会特别是农业生产造成巨大损失。因此，探讨一套客观、动态、实时的土壤水分监测方法，采取积极有效的预防和抵抗措施，科学指挥农业生产，具有重要意义（陈怀亮等，1999）。然而，大范围实时土壤水分（干

旱、土壤湿度）监测却是世界公认的难题。常规的土钻取土称重法或中子仪法，不仅费时费力，而且测点少，代表性差，无法实现大面积土壤水分的实时动态监测。随着遥感技术的发展，使大面积土壤水分实时或准实时动态监测成为可能。

国外利用遥感方法进行土壤水分监测的可行性研究始于 20 世纪 60 年代末。进入 70 年代后，逐步开展了土壤水分遥感监测应用研究。我国开展土壤水分遥感监测试验研究大体上从 80 年代中期的“七五”期间才开始起步。利用遥感技术对土壤水分的监测从宏观上可分为两大类：一类是利用微波遥感手段对地表土壤湿度进行直接测量（李杏朝，1996；Engman et al.，1995；Nojuki et al.，1996；Schmugge，1999）；一类是依据可见光/红外波段遥感资料，利用热惯量（Price，1980，1985；余涛等，1997；李杏朝，1996；陈怀亮等，1998；陶洪智等，1997）、作物缺水指数（田国良等，1992；申广荣等，1998）、距平植被指数（肖乾广等，1994）、热红外等方法（李杏朝，1996；罗秀陵等，1996），获得地表能量和作物生长状况等信息，然后建立与土壤水分的相关函数/经验公式，从而计算土壤水目前已形成对于裸露土壤采用热惯量模型、完全植被覆盖地采用作物缺水指数（CWSI）模型、部分植被覆盖地采用农田蒸散双层模型或改进求解的热惯量模型进行土壤水分遥感监测的共识。微波遥感具有全天候、高精度等特点，是未来土壤水分遥感监测的发展方向。

## （二）地 面 温 度

地面温度是一个重要的水文、气象参数，它影响大气、海、陆之间的显热和潜热交换。海/地温资料，尤其是大空间尺度、长时间序列的温度资料，是诸多研究领域不可或缺的基础资料。20 世纪 60 年代末，人们开始用卫星热红外波段测量海面温度 SST（Rao，1968；La Violette and Chabot，1968；Curtis and Rao，1969）。随着遥感技术的向前发展，卫星数据的质量不断提高，利用气象卫星资料（如 NOAA AVHRR，GMS 等）获取海面温度的技术逐渐趋于成熟（Prabhakara et al.，1974；Walton，1980；McClain et al.，1983，1985；Price，1984；Cooper，Asrar.，1989；Ottle and Vidal Madjar，1992）。美国 NOAA/NASA 已定期发布海温数据（NOAA/NASA AVHRR Ocean Pathfinder Sea Surface Temperature Data Set），空间分辨率最高为 9km。

受 SST 研究成果的鼓舞，对地面温度（Land Surface Temperature，LST）的研究越来越引起人们浓厚的兴趣。LST 是海面温度研究的继承和发展，而陆地表面的情况要复杂的多：与比较均一的海面相比，陆地表面地物类型变化很大，如作物覆盖地区与休耕地温度差别十分明显；同时，LST 在一天内的循环变化的物理机制十分复杂。但是从实际应用的角度来说，很多应用（全球变化、大面积作物监测等）并非需要最精确的 LST，相对较高的精度即可满足要求（Rosema et al.，1978；Carlson et al.，1981；Price，1984），因此，LST 的反演是当前研究的热点之一。图 2-7 为利用 NOAA AVHRR 数据反演的黄淮海地区 1999 年上半年月底的地面温度分布情况。

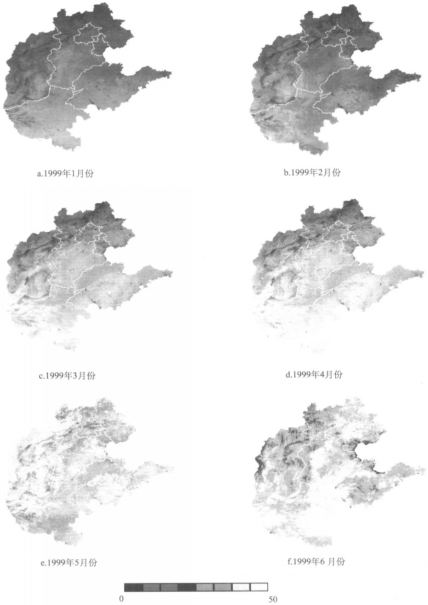



图 2-7　a～f 黄淮海地区 1999 年 1～6 月月度地面温度分布图

目前，用于地面温度反演的比较成熟的算法有分裂窗算法（Split windows algorithm）、热惯量方法（Thermal inertial method）和温度、比辐射率分离算法（Separate temperature and emissivity method）等，其最基本的理论依据是维恩位移定律和普朗克定律。从辐射数据反演地面温度须解决 3 个问题：①大气扰动（主要是水汽）的去除；②地表比辐射率订正；③由卫星过境时刻温度向全天平均温度的推算。

## （三）植被状况

太阳光照射到植物的叶子上，将发生反射、透射、吸收和入射到叶子内部的光散射后的发射。在反射辐射中，镜面反射与散射辐射的强度分布特点是不同的：叶面的散射辐射与波长有关，也依赖与叶子的结构、色素含量与水分含量；而叶子的镜面反射与波长无关。在可见光（400～700nm），叶子的反射和吸收都很低。入射辐射的绝大部分都被叶子的叶绿素、叶黄素等色素吸收，起主要作用的是叶绿素 a 和叶绿素 b，在蓝光和红光波段有两个吸收中心，在黄绿波段（550nm）处有一个反射峰。

卫星遥感记录的植物的地面反射率谱，受到许多因素的影响，这些因素可分为环境影响因子（太阳方位角、云和气溶胶等）和内部影响因子（叶子生理状况、叶面积、冠层几何结构等）。在环境因子基本相同的情况下，辐射亮度和反射率谱的变化，一定程度上体现了作物长势、生育期和生理状况。研究表明，叶子的结构、叶龄、生理失调等是影响叶子光学性质的主要因素（王乃斌，1996）。

在植物信息的遥感提取中，一般采用光谱植被指数（Spectral Vegetation Indices——SVI），即由卫星遥感多光谱数据，经空间转换或不同波段间线性、非线性组合构成的对植被有一定指示意义的指标，以尽可能提高植被指数对感兴趣的冠层特征的灵敏度，同时，将其对其他无关的冠层特征（例如背景反射）的灵敏度降到最低。

通常用植物光谱中的近红外（IR）和红光（R）两个典型的波段值。归一化植被指数（NDVI）是最为常用的一种植被指数，定义为近红外波段与可见光红波段数值之差和这两个波段数值之和的比值。对于 NOAA AVHRR，即

$$\mathrm{NDVI}=\frac{\mathrm{CH}_2-\mathrm{CH}_1}{\mathrm{CH}_2+\mathrm{CH}_1} \tag{2-4}$$

式中 $\mathrm{CH}_1$，$\mathrm{CH}_2$ 分别为 NOAA AVHRR 的第一波段（红光）、第二波段（近红外）的反射率值。

如前所述，典型的绿色植物发射光谱曲线上，蓝光区和红光区各有一个叶绿素吸收带（吸收中心在 0.45μm 及 0.65μm），近红外区则有一个强反射峰，植被对可见光和近红外辐射的吸收-反射作用的两种截然不同的表现是由色素及细胞内部机构差异造成的。AVHRR 观测通道的设置非常有利于捕捉这种差异：第一波段 $\mathrm{CH}_1$（0.58～0.68μm）处在叶绿素的吸收带，第二波段 $\mathrm{CH}_2$ 则位于绿色植物的光谱反射区。因此，第一、第二波段的这种非线性组合，常被有效地用于植物长势监测。

NDVI 可以较好地抑制大气路径影响和观测方向性的效果。为了更加有效地消除云遮蔽、大气影响、观测中的几何关系、非卫星天底角观测等不利因素，可以在一定时间

区间内采取逐日 NDVI 图像的最大值合成处理方案。现在采用最多的是"准十天"的逐日合成处理方案，即将每月划分为 3 个时间段，第 1 个和第 2 个时间段对应于这个月的 1～10 日和 11～20 日，第 3 个时间段是 21 日到月末。因为月份不同，第 3 个时间段的长度可能是 8，9，10 或 11d。这种划分方法与 NOAA 极轨气象卫星轨道飞行的 9d 左右的周期接近，并正好与气候的旬统计时间区间一致，因而在数据处理和应用分析中具有较大的优越性。

NDVI 综合利用了四则运算，提高了对土壤背景的鉴别能力，同时削弱了大气层和地形阴影的影响。NDVI 对土壤背景的变化比较敏感，当植被覆盖度小于 15%时，植被的 NDVI 值大于裸土；当植被覆盖度为 25%～80%时，NDVI 随植被覆盖度增加几乎呈线性增长；当植被覆盖度大于 80%时，检测的灵敏度下降。

总之，遥感可以为区域水循环研究提供与水资源有关的重要信息。不同分辨率的遥感影像可以提供信息进行土地利用、灌溉区域、作物类型、生物量、作物产量、作物水分需求、作物蒸发散、盐碱地及河流径流等方面的应用。如盐碱地监测（关元秀，2000），径流进行监测（Vorosmarthy et al.，1996；Smith，1997）、生物量监测（Prince et al.，1995；江东等，2000）和作物产量（Bouman et al.，1992；王乃斌，1996）。

## 第三节　GIS 技术在流域水循环研究中的应用

水资源作为人类社会生存和发展的重要物质条件，其综合开发利用越来越受到重视。同时由于水资源的时空分布不均，人类影响水资源的能力随着对水资源的需求不断增加，以及人类认识水资源的规律、改造水资源时空分布能力的局限等因素，使水资源的综合开发利用难度越来越大，常规的规划和管理手段的局限性日益突出，不得不借助新技术手段。

GIS 以其显著的多学科交叉特征和处理空间数据的独特功能，被广泛应用于众多研究和应用领域，其中在水资源综合开发利用中的应用发展也很迅速。GIS 是空间信息的汇集地和加工厂。空间数据描述的是现实世界各种现象的三大基本特征：空间、时间和专题特征。空间特征指空间物体的位置、形状和大小等几何特征，以及与相邻物体的拓扑关系。人类对空间目标的定位一般不是通过记忆其空间坐标，而是确定某一目标与其他更熟悉的目标间的空间位置关系，即拓扑关系。空间数据总是在某一特定时间或时间段内采集得到或计算产生的，反映的是地物或地理现象某一时刻的特性；属性特征指的是除了时间和空间特征以外的空间现象的其他特征。如地形的坡度、坡向、某地的年降雨量、土地酸碱度、土地覆盖类型、人口密度、交通流量、空气污染程度等。水文学研究和水资源管理主要与各水文要素的空间运动过程有关，换言之，这一领域空间信息量大，而对空间信息的管理与分析正是 GIS 的优势。因此 GIS 在水文学及水资源管理中的发展很快，内容涉及地下水水文学、地表水水文学、工程水文学、生态水文学及环境水文学等。

## 一、国内外研究动态

自20世纪70年代起，美国田纳西流域管理局利用GIS技术处理和分析各种流域数据，为流域管理和规划提供决策服务，GIS开始应用于水文学及水资源管理。进入80年代后，随着计算机技术的飞速发展，GIS在水文学及水资源管理领域的发展也非常迅速。美国测绘研究会（ACSM）及美国摄影测量与遥感学会（ASPRS）1986年年会在GIS专题交流中已有一些GIS应用于水文学及水资源管理中较有实用价值的系统与理论研究成果。国际水文科学协会（I-AHS）于1993年4月在奥地利维也纳召开了GIS在水文学及水资源中的应用专题国际会议，并出版了论文集。1995年7月在美国科罗拉多大学召开水资源系统的模拟与管理专题学术讨论会，其中包括GIS的应用子题。1996年4月又在维也纳召开了GIS在水文学及水资源中的应用专题国际会议。这些会议为有关的研究和决策部门提供实用的GIS，此外还对GIS在各部门的可用性做出评价。

近年来，GIS在水文模型中得到了广泛的应用。地理信息系统技术在水文学与水资源领域的应用可概括为数据信息的管理与分析、水文模拟、水资源与环境管理以及与高新技术及理论的结合运用四个方面（魏文秋等，1997）。阮本青等（1996）指出地理信息系统在水资源管理方面的应用主要集中在水资源管理决策支持系统方面的应用、在区域水资源管理中的应用、在防洪预报与洪水灾害方面的应用、在地下水资源管理中的应用及在水资源保护方面的应用。赵玉霞等（2000）认为GIS在区域水环境管理中的应用可概括为两方面：区域各种与水环境管理相关数据的存储、显示、查询、统计和输出等；与各种评价模型、规划模型、水质模型及其社会经济模型相结合，集成成区域水环境管理信息系统、决策支持系统或专家系统，为区域水环境管理决策提供依据。彭盛华等（2001）总结了GIS在水资源和水环境领域中的应用：地表水和地下水模拟、非点源污染模拟、排水系统模拟、水环境评价和规划、突发性水污染响应、流域集成研究、洪水预报和洪泛区管理、地表水和地下水数据库集成。总之，借助于GIS强大的空间数据分析处理功能，水文模型的研究手段得到了根本性的转变。GIS不仅可以管理空间数据，用于模型的输入、输出，而且还可以将水文模块植入GIS系统，用户只需根据GIS开发的界面操作，不需涉及水文模型本身。就目前的研究与应用来看，GIS与水文模型的结合主要有四种方式，独立应用、松散耦合、紧密耦合和完全集成（万洪涛等，2001；Karimi et al.，1997；Sui et al.，1999），即GIS软件中嵌入水文分析模块、水文模型软件中嵌入部分GIS工具（松散型结合）及相互耦合嵌套的形式（紧密结合型）。

王劲峰等（2000）在回顾分析了资源环境决策支持系统的基本功能和特点，提出了建立以时空运筹模型为核心的水资源分配决策支持系统的必要性。该系统在理论方面依据决策因素之间的动力学关系，系统方面以GIS为操作平台。陈建耀等（2000）以地理信息系统软件ArcView为工具，集成了相关的图形、图像、报表、文档等数据和以往的研究成果，建立了柴达木盆地水资源信息系统，系统具有友好的界面和便利的查

询、检索功能。张卫等（2000）将 GIS 应用于遵义红花岗区水资源管理，在充分研究遵义市红花岗区水文地质条件、水资源评价和优化管理基础上，综合工作中所需图件、水文地质及其有关资料数据、模拟及优化结果、地下水渗流计算模型等多种信息集成为一个地下水资源管理及辅助决策地理信息系统。杨建强等（2000）以地理信息系统软件 MapInfo 作为开发平台，设计和建立了松嫩盆地水资源开发管理信息系统，为松嫩盆地水资源的合理开发利用及其管理决策提供了科学依据。陈刚等（1998）应用 ArcView 构建了山西临汾县的水资源管理信息系统。

王凯军等（2000）根据吉林省地下水资源的特点和水资源管理的实际情况及未来发展趋势，提出了吉林省地下水资源地理信息系统设计的总体构想。宫辉力等（1996）、于海英等（1997）阐述了 GIS 在地下水领域的应用及最新进展。武强等（1996）总结了国内外地理信息系统应用于地下水模型的研究现状，提出了地理信息系统技术在地下水模型研究中的具体工作程序。Belmonte 等（1999），Pimenta（2000）将 GIS 应用到水资源的管理中。McKinney 等（2002）采用面象对象方法将 GIS 应用到流域水资源管理。Brodie（1999）利用 GIS 建立了区域地表水模型。Walsh（1992）、Leipnik 等（1993）、Watkins 等（1996）、Sample 等（2001）探讨了 GIS 在水资源中的应用研究。

可以预见，随着计算机技术、人工智能技术的发展，随着遥感等数据采集系统、远程通讯系统及各种计算机输入输出设备的进步，GIS 在水文学及水资源管理中的开发应用将具有更大的理论价值和实际意义。

## 二、水资源研究中的 GIS 应用：功能与特色

顾名思义，地理信息系统天生就是为空间信息的处理、分析服务的，它与水资源研究有关的主要功能便包括以下几个方面：

（1）数据输入与存储　　包括水资源及相关数据的输入、编辑等，以及多源信息的综合处理。

（2）数据检索、查询　　对各种专题数据进行检索、查询，GIS 根据用户设定的条件收索符合要求的信息。在 GIS 支持下，可以实现地物的空间信息与属性信息的双向查询，如根据空间位置，查找位于该位置的地物的属性特征；或依据一定的属性特征，查找其空间位置信息。

（3）水资源信息的可视化显示与成图　　GIS 能够以二维或三维地图的形式，展示气候要素的空间分布，并连接空间信息与属性表格、统计图表、遥感影像等，用户按照自己的任务需求，制作相应的专题图件。除了屏幕显示外，GIS 的信息输出方式包括绘图机、打印机等。

（4）空间分析　　GIS 的空间分析是分析空间数据的技术的通称，是以地物的空间位置红外形态特征为基础，通过空间数据运算、空间数据与属性数据的综合运算等，提取、产生新的空间信息。GIS 提供的空间分析功能，用户可以从已知的地理数据中得出隐含的重要结论。

通过关系型数据库的转换连结，GIS 可对图上物体的属性数据执行分类、比较、计

算，并通过坐标资料的连结，将不同主题的地图层层套迭，进行更为复杂的分析模型。空间分析的价值在于通过对气候系统各个方面的研究成果进行综合，获取新的概念，并将原有认识水平提高到一个新的高度。空间分析是 GIS 的标志性功能，是 GIS 区别于一般的管理信息系统（MIS）或计算机辅助制图系统（CAD）的主要特征。“空间分析”是对地理数据进行处理的总称，包括数学分析、计算、可视化、简化、模型化等。根据作用的数据性质不同，可以分为：基于空间图形数据的分析运算；基于非空间属性的数据运算；空间和非空间数据的联合运算。地理信息系统的最重要特点之一就是广泛的空间数据综合分析和模型模拟能力，它能够对具有地理坐标的空间信息做拓扑分析和计算，对空间的和非空间的属性进行综合分析处理，并能对各类信息做出种种统计分析，从而提供了极为丰富的综合评估和提取有用信息的手段。从空间信息的特征上区分，可以归纳为

- 空间图形数据的拓扑运算；
- 非空间属性的数据运算；
- 空间和非空间属性的联合运算等。

GIS 的空间分析包括：空间数据查询和属性分析，多边形的重新分类、边界消除与合并，点线、点与多边形、线与多边形、多边形与多边形的叠加，缓冲区分析，网络分析，面运算，目标集统计分析等。空间分析赖以进行的基础是地理空间数据库，其运用的手段包括各种几何的逻辑运算、数理统计分析，代数运算等数学手段，最终的目的是解决人们所涉及到地理空间的实际问题，提取和传输地理空间信息，特别是隐含信息，以辅助决策。

在水资源领域，空间分析的客体是水资源现象或相关的地物，统称“空间对象”。为了对空间对象进行准确描述和表达，同时与人们的思维方式一致，易于为人们所理解，GIS 引入了计算机程序设计中的面向对象（Object orient）思想。面向对象技术用对象（实体属性和操作的封装）、对象类结构（分类和组装结构）、对象间的通讯来描述客观世界，为描述复杂的三维空间提供了一条结构化的途径。这种技术本身就为模型的定义和表示提供了有效的手段，因而在面向对象 GIS 基础上研究面向对象的模型定义、生成和检验，应当比在传统 GIS 上用传统方法要容易得多。基于面向对象思想的空间分析主要包括区域分析、点模式分析、空间回归分析、地理统计、统计推理等，各种方法的内容和特征见表 2-6。

**表 2-6　支持水资源研究的 GIS 空间分析方法**

| 空间分析类型 | 典型技术方法 | 应用方向 |
| --- | --- | --- |
| 点模式分析 | 聚类分析 | 基于点源数据（主要是水文台站、环境监测站等的监测数据）的水资源要素空间展布模式 |
| 区域分析 | 差异性分析、关联分析 | 水资源要素和水循环在不同区域表现出的特征 |
| 空间回归分析 | 空间相关性分析 | 在空间位置（如经纬度）基础上的空间对象相关性 |
| 地理统计 | 距离加权、克吕格法 | 空间对象的极值、均值、变异性等 |
| 3D 分析 | 坡度分析、坡向分析、遮蔽分析 | |

（5）决策支持　随着地球空间数据获取手段的快速发展，对地球空间数据的处理已远远超过传统的人工处理能力，从大量数据中自动、快速、有效地提取模式和发现知识显得越来越重要。正如John Naisbett所说，“我们已被信息所淹没，但是却正在忍受缺乏知识的煎熬”。知识是数据元素间的关系或模式，这些数据与特定的领域和任务相关，并且是令人感兴趣的和有用的部分。由数据、信息到知识，反映了是人类认识客观世界层次不断提高的过程。数据挖掘与知识发现的出现很好地满足了地球空间数据处理的需要。知识发现是指人们从信息中获得的理解和认知，泛指所有从源数据中发掘模式或联系的方法。数据挖掘是知识发现的主要方法。数据挖掘（Data Mining）就是从大量的、复杂的、有噪声的、模糊的、随机的实际应用数据中，通过抽取、转换、分析和其他模型化处理等手段，提取隐含在其中的有用的信息的过程。数据挖掘其实是一类深层次的数据分析方法。它利用各种分析工具，在海量数据中发现模型和数据间关系，以及特定的模式、关联规则、变化规律、异常信息等具有统计意义的结构和事件的过程，这些模型和关系可以用来做出预测。其本质就是发现数据实质与数据间的关系的探索过程，找出潜在于数据中的现实事物的规律和趋势，进而把感觉转化为事实。通过数据挖掘与知识发现，GIS可以让决策者进行空间分析，GIS为之提供信息图，并通过对大量场景的仿真，对可能出现的现象进行检验，为相关决策提供信息支持（江东等，2003）。

总之，由于GIS对空间数据和属性数据的综合管理能力，以及强大的空间分析与表达能力，加之GIS通常具有处理不同类型数据的能力，可以帮助克服水循环模拟中三维连续描述向准三维空间离散化处理过程所遇到的困难，大大有利于研究流域特征的空间分布和对产汇流的影响，并有助于了解降雨、蒸散、土壤含水量等参量的时空变化规律，进一步加深对水循环物理过程的认识，因此GIS为遥感信息应用于流域水循环要素和过程研究提供了理想的技术平台。本次研究采用的最主要的空间矢量数据是1∶25万黄河流域二级流域数字化图。在统计分析过程中，由于GMS遥感数据是与黄河流域空间矢量数据所选取的坐标不一致，因此首先将已处理好的遥感影像数据，经过坐标转换，统一到等经纬度地理坐标上，然后将两者进行叠加分析，从而对各二级流域水循环要素的特征值进行统计分析。

# 第三章　黄河流域降水信息的遥感反演

## 第一节　CEWBMS与降水遥感反演原理

在流域水循环和水量平衡系统中，降雨量是关键变量之一，而且因为它不仅对农业生产乃至国民经济的发展具有深远的影响，而且对气候变化特别是季风研究具有非同寻常的意义。降雨量是在一定时段内降落到地面某一面积上的总水量，通常以深度（mm）表示，即在一定时段内降落在单位面积上的水深。降雨的形成必须具备两个基本条件：一是大气中必须具备足够的水汽，这是形成降雨的物质基础；二是气流的上升运动。降雨受大气动力学状态和局部地形的双重影响，其发生、发展是一个复杂的物理过程，是最难以预报的气候变量之一。

第一手的雨量资料是由设在特定地点的气象站或雨量观测点所测得的，统称为站点观测雨量，简称“点雨量”。点雨量往往只能代表某一点或较小范围的降水情况。降雨是在大的空间范围内发生的地理现象，然而降雨观测站的数目是有限的，例如我国的气象观测公开站点160多个。迄今为止，世界上仍有许多地方（如山区、高原和海上）或气象台站稀少或根本没有直接的降雨量观测资料。然而，这些地区可能对降雨变化的研究具有重要意义。要客观反映某一个特定区域内（比如某个行政区域或江河流域）的降水情况，就要由该区域内各个雨量点所测得的点雨量推求出区域内点平均降水量，这就是面雨量。长期以来，对于降雨的测定通常采取将点尺度外延至面尺度，即用点雨量代替面雨量来计算区域的降雨量。简单地说，面雨量是特定区域内单位面积上的降水量。面雨量是整个区域内单位面积上的平均降水量，能较客观地反映整个区域的降水情况。因而开展面雨量计算和面雨量预报能更好地为各级政府组织防汛抗洪以及水库等决策提供重要的依据，又可为水利部门的洪水预报提供非常重要的参数，是气象与水利部门加强合作为防灾抗灾和经济建设服务的一个重要手段。

### 一、关于面雨量的计算与统计

实践表明，即便在同一气候分区，降雨量的特性在同一时间内，各点的值并不相等，即降雨的特性也存在着明显的空间变异性。自从20世纪70年代提出降雨的空间变异性以来，国际和国内对此都开展了大量研究，研究方法从传统的统计分析到大地统计分析，取得了较大突破，并开始将研究成果运用于实际当中。如范荣生（1988）建立了考虑降雨空间变化的流域产流模型，毛荣生（1991）对区域点雨量和面雨量间的关系作了最优估计，叶泽纲（1994）利用空间变异理论研究了澧水流域降雨的空间结构关系，李长兴（1995）分析了黄土地区小流域降水空间变化等。

从20世纪60年代到90年代，降雨的数值模拟和外场试验已经成为降雨研究的重要内容之一（Hobbs，1996），实验仪器方法的研究逐渐减少，这一点从当前国际云和

降水会议交流论文类别统计当中就可以看出（表 3-1）。

**表 3-1 国际云和降水会议交流论文统计状况**（单位：%）

| 年份/届数 | 研究内容 | | 研究方法 | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | 微物理 | 大尺度动力学 | 外场试验 | 实验仪器 | 数值模拟 |
| 1968（5） | 75 | 25 | 36 | 33 | 8 |
| 1988（10） | 56 | 44 | 51 | 7 | 27 |
| 1996（12） | 53.4 | 46.4 | 46 | 8.8 | 36.6 |

为了从有限的点源数据推测覆盖全球的气象要素分布场，必须进行空间插值处理，降雨的空间变异规律是面雨量计算的依据和出发点：利用在这些站点的观测资料，对原始数据进行格网化插值，格网化是指采用一定的格网化方法（即数学模型）对不规则分布的原始数据点进行插值，生成在原始数据分布范围内规则间距的数据点分布。通过空间插值得到的栅格数据，在一定精度上，可以客观地反映气象指标如气温、降水在相应月份的空间分布，比初始观测数据更直观、更全面。流域面雨量的计算方法较多，常用的方法有以下几种：

（1）代表站法　如果流域面积很小，降雨面上分布较均匀，只在坝址附近设点观测的，则可用该站雨量代表流域平均雨量。

（2）算术平均法　如果流域内雨量站分布较均匀、地形起伏不大，且站数较多，则可将各雨量站同步观测的雨量相加除以测站数，即得该时段的流域面平均雨量

$$P=\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}P_i \tag{3-1}$$

式中 $P$ 为流域面平均雨量（mm）；$P_n$ 为各站同步观测雨量（mm），$n$ 为测站数。

此方法对平坦地区且雨量站分布较均匀和个别雨量站雨量与平均雨量相差不远时才能给出良好的估值。

（3）泰森多边形分析法（Theissen Polygon Method）　泰森多边形分析法是荷兰气象学家 Thiessen A H. 提出的一种从分散气象站的降雨量计算平均降雨量的方法，其基本思想是流域各处的雨量可由与其距离最近的雨量站代表。泰森多边形分析法生成方法如图 3-1 所示：用直线（图 3-1 中的虚线）将流域内及附近相邻的雨量站（图 3-1 中编号为 1～12 的点）相连，形成 $N$ 个三角形。然后，在各连线上再作各边的垂直平分线（图 3-1 中的实线），与流域的边界一齐组成 $N$ 个多边形，每个多边形中分布一个雨量站。

设 $P_1$，$P_2$，…，$P_n$ 分别为各雨量站某一时段的降雨量；$S_1$，$S_2$，…，$S_n$ 分别为每个雨量站所在多边形的面积；$S$ 为流域面积。则流域面平均雨量 $P$ 可用下式计算：

$$P=\frac{1}{S}\sum_{i=1}^{N}P_i\times S_i \tag{3-2}$$

在流域面积内有 3 个以上的雨量站（流域边界雨量站可借用），降雨在面上分布不均匀时，可用泰森多边形分析法。泰森多边形分析法是通过对各雨量站提供一个权重来

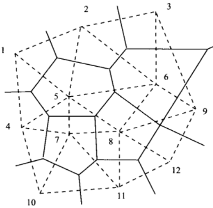



图 3-1　泰森多边形分析法生成方法示意

考虑雨量站的分布不均匀，得到加权平均面雨量。一般来说其结果比单纯算术平均所得的更为精确，但其最大的局限性在于缺乏弹性。即每当站网中站点一有改变或雨量缺测时就要做出新的泰森多边形。此外，此法未考虑地形的影响。该方法的本质是单纯假定各站间雨量呈线性变化，且将各部分面积分配于最近的站点。

（4）等雨量线法　当流域地形变化较大，区域内有足够的雨量站，能结合地形变化绘制等雨量线图时，可采用该法求流域平均雨量。首先依据各雨量站的雨量，类似绘制等高线那样绘制等雨量线，计算出流域内各相邻等雨量线间的面积 $S_i$，并由相邻的等雨量线算出 $S_i$ 上的平均雨量 $P_i$，然后按下式计算流域的平均雨量

$$P = \frac{1}{S}\sum_{i=1}^{N} P_i \times S_i \qquad (3\text{-}3)$$

该方法能考虑流域地形的变化绘制等雨量线，比较好地反映了降雨在流域上的变化，精度较高。但其精度依赖于分析人员的技巧，不正确的分析处理会引起重大误差。而且绘制等雨量线需要较多站点的资料，对原始资料的要求高、计算量大。

（5）网格法（反向距离加权法插值）　网格法首先将流域划分成许多网格，然后根据流域内某一时段所有雨量站的雨量值插值到所有网格所在地的雨量值，每个雨量站的权重为雨量站与插值网格所在地距离平方的倒数，然后根据网格雨量值乘以网格面积权重得到该时段流域面平均雨量值。反向距离加权法插值的基本原理如图 3-2 所示。

网格结点 $Z(x_i, y_i)$ 的雨量与其邻近的 $n$ 个观测点（$(x_1, y_1)$，$(x_2, y_2)$，…$(x_n, y_n)$）的雨量有关，且样点对目标点 $P$ 的影响是随距离的 $K$ 次方衰减［式（3-4）］：

$$Z_p = \sum_{i=1}^{n}(Z_i/d_{ip}^k) \Big/ \sum_{i=1}^{n}(1/d_{ip}^k) \qquad (3\text{-}4)$$

式（3-4）中 $n$ 为已知点个数；$Z_i$ 为第 $i$ 个已知点的值；$d_{ip}$ 为第 $i$ 个已知点到目标点 $P$ 的距离；$k$ 为衰减价数。流域的平均面降雨量即为流域内的网格结点雨量的算术

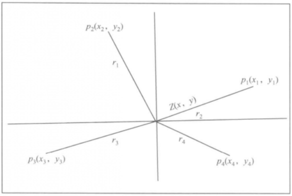



图 3-2　反向距离加权法插值原理示意图

平均。

网格法的优点在于可利用一切可获得的雨量信息，使面雨量更加准确。如果站点从总体上能代表面上分布的状况，则网格法求出的平均面雨量比较接近实际状况。但是如果测站雨量出现成片缺漏，这时该方法误差增大。当然，在这种情况之下，其他插值方

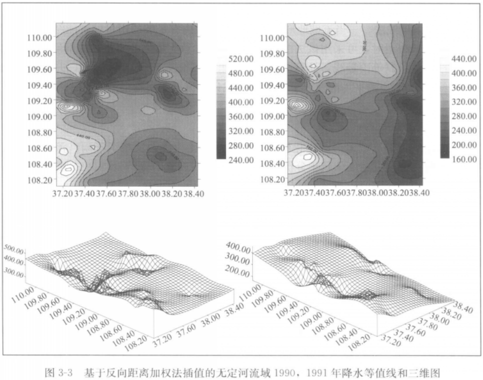


图 3-3　基于反向距离加权法插值的无定河流域 1990，1991 年降水等值线和三维图

法也难以解决。

## 二、面雨量的遥感反演的基本原理

数值插值方法在气象领域已得到广泛的应用。在实践中往往会遇到一些问题：一数值插值方法要求气象站点的分布必须有很强的代表性；二是无法考虑地形、其他要素等的综合影响，因而影响了插值的结果，特别是在一些气象站点很少的边远地区，插值精度往往难以保证。

空间信息技术带来了一种新的点源数据空间化思路：基于遥感影像的光谱值，在GIS多源模型支持下，进行"遥感光谱加权插值"。现代对地观测技术的迅速发展，为雨量计算提供了手段。卫星遥感技术能够对云层进行高时间分辨率的采样，从而提供大范围水循环要素的实时信息，在基于卫星遥感信息的雨量计算模型支持下，可以得到宏观、快速、便捷的面雨量数据。

从广义上来说，凡地面从大气中获得水汽凝结物都可以称之为降水，它包括水平降水和垂直降水两部分，前者是大气中的水汽直接在地面或地物表面以及低空的凝结物，如霜、雾和雾凇等，后者是指由空中降落到地面的水汽凝结物，如雨、雪、霰雹和雨凇等。在我国，根据国家气象局地面观测规范规定，降水量仅仅指垂直降水，本次研究当中测定的降水也专门针对垂直降水部分，报告中如无特别说明，降水即指垂直降水。根据降水形成的主要原因，可以将降水大致分为四类，即地形雨、对流雨、气旋雨和台风雨，其中气旋雨是我国最主要的一种降水，在各地的降水中所占比例都较大。

降水的形成是一个融宏观动力过程、微物理过程、湍流作用、电过程和辐射作用等于一体的综合性物理过程，云的发展和降水的产生要依赖于天气形势、中尺度环境气象场、大气中气溶胶以及下垫面情况等。大云滴是降水形成的必然条件，而不是充分条件，当云中大云滴浓度达到一定水平时，如超过1000个/$m^3$，还需要配合以适当的云的宏观结构条件，才能产生降雨。另外由于云中垂直气流的起伏，也存在一些薄云降雨的现象。

需要指出的是，相对于地面，云平均每年要形成1000m的降水，但相关研究结果表明，云中含水量仅占大气含水量的0.7%，相当于地球表面0.2mm的降水，因此对于云而言，可以形象地将其比喻为雨水的"空中加工厂"，而并非"空中水库"，由此可以看出云在大气水文循环中的重要地位。

### （一）面雨量遥感反演的基本原理

降水主要来自于云。所谓云就是指具有一定厚度且底部不与地面相接的悬浮于大气中的小水滴、冰晶，或者两者混合组成的可见聚合体。当云滴增大到能够克服空气阻力和上升气流的抬升时，并且在下降到地面过程中不被蒸发掉，就形成降水。

目前我国对于云使用的分类方法是先按云的高度划分，然后按云的结构特点、形态特征划分。按云的高度划分为高云族（>5000m）、中云族（2500～5000m）和低云族

（<2500m），进一步按云的结构特征可以划分为 10 属 29 类。在三族云当中，对于降雨意义较大的是低云族，包括积云、积雨云、层积云、层云和雨层云五属。另外根据云的温度还可以将云划分为冷云和暖云，其中冷云一般处于 0℃以下的空间，而暖云则多处于 0℃以上的空间。

面雨量遥感反演的基本原理是通过统计分析降水云团发生发展及消亡全过程中云顶灰度与云顶温度的关系及其变化，建立云图短时降水定量估测的数学模型。由于云团的降水能力与它的内在物理性状是密切相关的。只有能组织起旺盛、持续的垂直对流运动的成熟发展型云团才易产生和维持强烈的降水，而处于初生和消散阶段的云团不易产生强烈的降水。因此该方法首先分析中尺度云团的演变、云顶温度与降水的关系，把中尺度云团的整个生命史分为积云阶段、成熟阶段、消散阶段三个阶段，并分析不同阶段云团的云顶温度与降水特性；其次统计强对流云团特征量与降水的关系。云团的云顶温度是最直观反映云团降水强度的云图特征量，在降水估计中，无论是云生命史法还是云指数法都直接或间接的以云顶温度为依据进行降水估计。

另外，云顶温度的变化与云团降水也有密切关系。当云团处于生长阶段时，云顶快速降温，即云中上升气流非常强，这时降水刚开始发生，雨团降水强度不强；当云顶温度略有下降或变化不大，且云顶温度已比较低时表明积云已发展到成熟阶段，这时降水强度达最大；当云顶开始增温时，表明中尺度云团已开始走向消亡，降水强度也随之减弱或消失。水汽通道对 300～400hPa 高空水汽的改变最敏感，低层水汽的改变对于水汽通道反映不明显。

用于降雨估算和预报的遥感信息源有雷达（数字雷达、WSR-88D 雷达）和气象卫星，雷达多由于局部短期雨量的预测预报，而气象卫星则主要用于大面积降雨估算。雷达可以估测一定面积上的降雨量，但是当需要估测更大面积上的降雨量时，就需要用雷达网或者增强的红外卫星资料。卫星技术视野广，特别适用于雨量计分布稀少的地方，或雷达覆盖不到的区域或山区。在卫星估测降雨的技术中，由于缺乏和卫星估测相比较的地面真雨量，将雷达降雨估测作为与数字卫星资料相比较的地面真雨量的技术正在得到发展，它或者也可以作为确定卫星估测降雨的经验系数的基础。

1960 年美国成功发射世界上第一颗气象卫星，揭开了人类从高空进行气象观测的新篇章。气象卫星有极轨气象卫星和静止气象卫星两种。1966 年美国发射第一颗业务气象卫星艾萨（ESSA）是极轨卫星，主要接收可见光云图。1970 年、1978 年相继发射诺阿（NOAA）和泰罗斯-N 系列业务气象卫星。这些极轨卫星的飞行高度一般在 800～1500km 左右，因卫星的飞行高度低，分辨率高，图像清晰。极轨卫星总环绕地球的南、北极附近运转，一颗星从南向北，另一颗星从北向南运行。由于地球自转，每条轨道过赤道的经度是不同的。地面接收站每天两次在固定时间里接收到某一轨道图像，几条轨道的图像拼接成区域云图，经过一些技术处理后，即可提供给预报员使用。

1974 年，美国成功地研制了第一颗静止业务环境监测卫星（GOES）。静止业务环境监测卫星在赤道的某一经度、约 35 800km 高度上，它绕地球一周大约需要 24h，几乎与地球自转速度同步。从地球上看好像卫星是相对静止的，故又称为地球静止卫星。日本于 1977 年用美国“德尔他”火箭发射了其第一颗静止轨道气象卫星——GMS-1，

目前GMS系列已发射了5颗。GMS-5于1995年3月用H-2火箭发射，现正在运行中，它提供了各类气象信息。GMS-5的主要遥感器是可见光/红外自旋扫描辐射仪（VISSR），该辐射仪利用卫星自旋运动从东/西向扫描地球表面，并通过一扫描反射镜的步进运动进行南/北向扫描，每30min可获得整个地球的遥感图像，GMS-5的主要特性见表3-2。

**表3-2　常用气象卫星及其光谱特征**

| 卫星名称 | NOAA-AVHRR | METEOSAT | GMS-5/Feng Yun-2 |
|---|---|---|---|
| 轨道 | 极轨，太阳同步 | 地球同步 | 地球同步 |
| 高度 | 900km | 36 000km | 36 000km |
| 空间分辨率 | 1.1km | 1.1km/4km | 1.1km/4km |
| 时间分辨率 | 每日 | 1h | 1h |
| 波段数 | 5 | 3 | 3 |
| 波段描述 | 可见光/近红外/热红外 | 可见光/热红外/水汽 | 可见光/热红外/水汽 |

我国气象卫星的研究和云图资料的应用起步于20世纪70年代初，曾经发射过几颗极轨气象卫星和静止气象卫星。2000年6月成功地发射第二颗静止气象卫星，2001年1月1日正式投入业务运行，图像质量高，接收范围广，每小时接收一次直径约为6000km的地球圆盘图。在全国由近300个静止卫星地面接收小站组成卫星应用系统，该卫星的资料在监测台风、暴雨等灾害性天气中发挥着重要作用。

40多年来，气象卫星的应用发展迅速，经历了从经验到业务，从极轨卫星到静止卫星，从定性到定量的发展历程，目前技术上已相当成熟。表3-2给出了目前常用气象卫星及其光谱特征。

## （二）面雨量遥感反演的主要方法

GMS等气象卫星的可见光波段（VIS）观测云层的反射率，而红外波段（IR）可以获得昼夜红外云图和云顶温度。根据对这些资料的综合分析，可以得出云型、云覆盖量、不同云类的时空分布等信息。利用气象卫星估算雨量，关键在于建立卫星探测的云层信息与降雨量之间的关系。目前，国内外利用卫星资料估计降水的方法主要有：云指数法（Cloud Indexing Techniques，CIT）和以Griffith-Woodley技术为代表的云生命史（Cloud life-history）法。

（1）云指数法　　云指数法的基本思路是对与降雨密切相关的云进行分类，对每类云层赋予一定的降雨系数（rain-rate）：积雨云为1.0，雨层云为0.25，浓积云为0.02，区域的预测降雨量等于积雨云、雨层云和浓积云在当地的覆盖百分比与降雨系数乘积的累计。该方法由Follansbee（Follansbee，1973）和Arkin（Arkin，1979）等提出，因其简捷明了而得到广泛的应用。1987年Arkin与Meisner提出基于美国静止气象卫星GOES的GPI指数（GOES Precipitation Index），对温度（像元的红外波段值）低于235K的云层赋予降雨系数3.0 mm/h。目前GPI已成为美国等国家雨量分析的主要方法之一。

(2) 云生命史法　云生命史法由美国的 Griffith 和 Woodley 于 1978 年最先提出，该方法着眼于云的形成过程的跟踪观测和分析：首先在卫星云图上设定红外波段光谱阈值，以云顶红外线亮度温度低于 253K 的区域（Ac）作为可能降雨之云区；然后追踪可能降雨云区 Ac 随时间的演化过程，得到 Ac 的最大值（Am）；由 Ac/Am 比例的变化与雷达降水回波观测、地面雨量观测资料之间的经验关系决定降雨区域内的降雨总量；最后将降雨总量的 50％分配给 Ac 范围内最冷的 10％之像元（pixel）所涵盖的区域，另外 50％降雨总量分配给 Ac 范围内次冷的 40％之像元涵盖的区域。

Negri 等对该方法进行了进一步的简化（Negri et al.，1987）；Scofield 等则提出了类似的 Scofield- Oliver 方法，利用 NOAA-NESDIS 资料对暴雨和洪灾进行实时监测（Scofield and Oliver，1977，Scofield and Naimeng，1994）。

另外，为了改进降雨计算的精度，一些学者尝试将云层的物理模型引入到计算过程之中，形成了以对流云层技术（Convective Stratiform Technique，CST）为代表的云物理模型法等，是对上述方法在物理机制上的有益补充。

## 第二节　黄河流域概况及其特点分析

### 一、流域概况

黄河史称“四渎之宗”，是我国第二大河，不仅孕育了中华民族五千年的悠久文明，而且在我国现状社会经济发展中占有十分重要的地位，一方面不仅因为黄河流域地域上承东启西，而且地域辽阔、人口众多、资源丰富，另一方面也因为黄河水旱灾害、泥沙问题十分严重，黄河治理的好坏直接影响着国的社会经济发展的进程，因此黄河流域的发展和治理直接关系到我国的发展与稳定。

**1. 自然地理**

黄河自西向东，流经青海、四川、甘肃、宁夏、内蒙古、山西、陕西、河南和山东九省区，注入渤海，全长 5464km，其中河源到托克托河段为上游，托克托到桃花峪河段为中游，桃花峪以下为下游。全流域位于 96°E～119°E，32°N～42°N，总流域面积 794 712$km^2$，其中鄂尔多斯闭流区面积 42 269$km^2$。黄河流域的地形自西向东呈由高到低三大巨型阶梯，其中西部最高一级为青海高原，海拔超过 4000m，第二阶梯大致以太行山为东界，包括河套平原、鄂尔多斯高原、黄土高原和渭汾盆地等大型地貌单元，海拔 1000～2000m，第三阶梯范围自太行山、邙山往东直到海滨，是黄河冲积大平原区，地面高程一般低于 100m。三大地形阶梯对于黄河流域的气候和自然景观格局有着决定性作用。

黄河流域基本概况见图 3-4。

黄河流域横跨南温带、中温带和高原气候区三个气候带，年日照时数 1900～3400h，上游平均气温为－4.0～9.3℃，中游平均气温 9.4～14.6℃，下游平均气温 14.2℃。上个世纪以来，受温室效应影响，流域有增温趋势。黄河流域有集水面积超过 1000$km^2$ 的入黄支流 76 条，其中上游 43 条，中游 30 条，下游 3 条，最大支流为渭河。

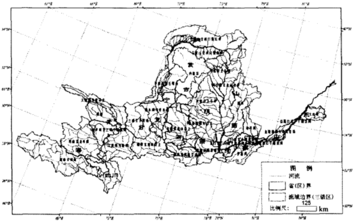



图 3-4　黄河流域概况

黄河流域河网密度不均，中游黄土高原区河网密度较高，最高达到 3.89km/km$^2$，为水土流失提供了顺畅的通道。

**2. 社会经济**

2000 年黄河流域总人口 1.09 亿，其中城镇人口 0.31 亿，城镇化率为 28.4%。2000 年流域 GDP 为 6216 亿元，农业总产值为 1486 亿元，工业总产值 7566 亿元（其中火核电工业产值 206 亿元），工业增加值为 2447 亿元（其中火核电工业增加值 91 亿元）。2000 年黄河流域耕地面积 24 362 万亩，播种面积 23 097 万亩，有效灌溉面积 7625 万亩，当年实际灌溉面积为 6599 万亩，粮食产量 3531 万 t，牲畜 8867 万头（其中大牲畜 1563 万头）。

黄河流域分省区主要社会经济指标统计见表 3-3。

**表 3-3　黄河流域分省区主要社会经济指标统计**

| 分省区 | 人口/万人 | | GDP/亿元 | 农业产值/亿元 | 工业产值/亿元 | 粮食产量/万 t | 耕地面积/万亩 | 有效灌溉面积/万亩 | 实际灌溉面积/万亩 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 总人口 | 城镇 | | | | | | | |
| 青海 | 435 | 112 | 195 | 44 | 143 | 70 | 837 | 264 | 216 |
| 四川 | 10 | 2 | 3 | 2 | 1 | 1 | 9 | 0 | 0 |
| 甘肃 | 1814 | 355 | 669 | 179 | 792 | 390 | 5222 | 752 | 568 |
| 宁夏 | 552 | 159 | 266 | 78 | 294 | 253 | 1940 | 601 | 582 |
| 内蒙古 | 778 | 377 | 691 | 166 | 795 | 348 | 3267 | 1553 | 1424 |
| 陕西 | 2759 | 722 | 1439 | 344 | 1631 | 860 | 5841 | 1642 | 1308 |
| 山西 | 2126 | 687 | 1058 | 212 | 1391 | 544 | 4270 | 1229 | 1081 |
| 河南 | 1673 | 400 | 1073 | 287 | 1578 | 746 | 2140 | 1084 | 981 |
| 山东 | 773 | 296 | 822 | 174 | 942 | 320 | 836 | 500 | 440 |
| 全流域 | 10 920 | 3112 | 6216 | 1486 | 7566 | 3531 | 24 362 | 7625 | 6599 |

资料来源：《全国水资源综合规划》·黄河流域片，2004.

## 二、黄河流域降水与水资源概况

### 1. 降水

黄河流域水循环的水汽输入主要来源于西太平洋和南海北部湾。冬半年，流域受以蒙古高压为主的极地大陆冷气团控制，气候寒冷干燥，雪雨稀少，且多行西北风；夏半年，蒙古高压逐渐北移，流域大部分地区受西太平洋暖湿副高压影响，雨水较多，雨量从东南向西北递减。另外流域西部地区降水还受印度洋暖湿气团的影响。

黄河流域降水的地区分布很不均匀，主要表现为东南多雨、西北干旱，平原降水多于高原，山地降水多于盆地，总体趋势是东南向西北递减。400mm 年降雨量等值线自河口镇经榆林、靖边、环县以南至定西、兰州。绕祁连山，过询化、贵南，沿积石山麓，至多曲一带出黄河流域，将整个流域分为干旱、湿润两大部分。另外流域内除有 4.2 万 $km^2$ 的闭流区，还有 25 万 $km^2$ 属于干旱-半干旱少雨缺水地带，区域农业发展完全取决于水利条件。

黄河流域多年平均降水量与所选取的系列有关，1954～1979 年 24 年系列分析，黄河流域多年平均降水量为 465.7mm，若扣除内流区则为 475.9mm；选取 1950～1997 年 47 年长系列分析，多年平均降水量为 450.0mm，如果采用 1980～1997 年系列，降雨量则进一步下降为 427mm。据《黄河水资源公报》，2000 年黄河流域平均降水 381.8mm，与常年降水相比较，全流域偏少 14.4%。流域内各分区降水量以花园口—河口最大，为 681.5mm，其次是三门峡—花园口区间，为 657.1mm；黄河内流区降水最小，为 162.5mm，其次为兰州—河口镇的 182.9mm。

### 2. 水资源

1982 年黄河水利委员会根据 1919～1975 年 56 年水文系列资料分析，花园口以上实测径流量年均为 469.8 亿 $m^3$，还原后天然径流量为 559.2 亿 $m^3$，加上花园口以下大汶河等 21 亿 $m^3$ 水资源量，第一次提出了黄河流域天然径流量 580 亿 $m^3$，这一数据经原水利电力部审批作为此后黄河流域水资源规划利用的主要依据。另外 1986 年黄河水利委员会水文局完成的“黄河流域片水资源评价”，1956～1979 年黄河流域多年平均地表水资源量为 659 亿 $m^3$。

地下水资源评价相对较为复杂，不同部门、不同时段的评价结果有一定差异，依据国家“八五”重点科技攻关课题“黄河流域的下水资源开发利用”成果，1919～1975 年全流域地下水淡水总量 392 亿 $m^3$，其中不重复的可采地下水资源总量为 139 亿 $m^3$，包括内流区 12 亿 $m^3$；依据“黄河流域片水资源评价”成果，1956～1979 年黄河流域多年平均地下水资源量为 405.7 亿 $m^3$，不重复地下水资源量为 82.2 亿 $m^3$，包括内流区 6.2 亿 $m^3$。目前，各部门采用较多成果的不重复地下水资源量为 110 亿 $m^3$。

根据以上地表地下水资源评价结果，“黄河流域的下水资源开发利用”评价出 1919～1975 年黄河流域水资源总量为 719 亿 $m^3$，“黄河流域片水资源评价”评价出

1956～1979年系列水资源总量为735亿$m^3$。目前采用较多水资源总量数据为690亿$m^3$。黄河干流主要断面不同时期实测径流统计结果见表3-4。

**表3-4　黄河干流主要断面实测径流（亿$m^3$）**

| 时　段 | 兰州站 | 三门峡站 | 花园口站 | 利津站 |
|---|---|---|---|---|
| 1950～1959 | 315.3 | 422.6 | 485.7 | 480.5 |
| 1960～1969 | 357.9 | 453.8 | 505.9 | 501.1 |
| 1970～1979 | 318.0 | 358.2 | 381.6 | 311.0 |
| 1980～1989 | 333.5 | 370.9 | 411.7 | 285.8 |
| 1990～2000 | 259.7 | 235.1 | 248.6 | 132.3 |

## 三、黄河流域基本特点分析

黄河流域基本特点可以概括为："水少沙多、水沙异源；上宽下窄、地上悬河；资源丰富、水患制约"。

### 1. 水少沙多、水沙异源

"水少沙多、水沙异源"是黄河最为显著的特点。黄河流域的多年平均降水量为466mm，多年平均地表水资源量580亿$m^3$，不重复的地下水资源量148亿$m^3$，流域人均与亩均水资源占有量分别为633$m^3$和277$m^3$，在全国九大流域片中列倒数第二位。此外，下游两岸外海河和淮河流域明年引黄量约为100亿$m^3$，加上特有的输沙用水需求，更加剧了流域"水少"的状况。黄河三门峡站的多年平均输沙量约为16亿t，最大年输沙量达39.1亿t，在全世界的大江大河中位列第一。

黄河水、沙的来源不同。水量的56%来自兰州以上，其余主要来自秦岭北麓及洛河、沁河支流；泥沙主要源自黄土高原的水土流失区，其中56%的泥沙来自河口镇至龙门区间，34%来自泾河、北洛河、渭河上游等地区。

水资源先天不足而泥沙含量为世界之最，这一自然特点决定了黄河的治理与开发具有不同于其他河流的特殊性。

### 2. 上宽下窄、地上行洪

"上宽下窄、地上行洪"是由于我国西高东低的地形特点与黄河高含沙量所共同形成。黄河95%的水量和全部沙量均来源于青藏高原第一阶地和黄土高原第二阶地，自郑州桃花峪黄河进入华北平原第三阶地，河流比降迅速减小，流速降低，径流挟沙能力下降，泥沙大量淤积在河道内和河口地区，一方面对黄淮海平原的形成和发育有很大贡献，另一方面也形成了下游河段700km的地上悬河，目前下游河床已高出大堤背河地面3～5m，比两岸外的广大平原高出4～7m，在开封附近甚至高出堤外13m，而下游河床仍以年均5～10cm的速度淤高。

黄河的“上宽下窄”体现在两个层次：首先黄河下游河段地上河的特点使其成为北岸海河流域与南岸淮河流域的分水岭，下游地上河两堤之间的面积仅占流域面积的3%，。上中游汇流面积占97%；其次，黄河下游河道的堤距及河槽形态也同样具有上宽下窄的特点。黄河下游河南段堤距5～10km，河槽平均宽3～5km；山东段堤距与河槽宽度向河口方向逐步递减，平均堤距为1～5km，平均河槽宽度为0.4～1.4km。“上宽下窄、地上行洪”的河流形态对防洪十分不利。由于下游流域面积小，使蓄滞洪区建设的难度加大；下游河南段的两岸大堤堤距又过宽，加之河床的冲淤变化剧烈，水流宽、浅、散、乱，成为河势变化不定的游荡性河段，从而使堤防建设和抢险的难度加大。

**3. 资源丰富、水患制约**

“资源丰富、水患制约”反映了黄河机遇与挑战并存的现状。黄河流域的土地光热资源、矿产资源和能源均具有优势，发展工农业生产的潜力巨大。流域内人均耕地面积高于全国人均耕地面积15%，尚有宜农宜牧宜林后备土地资源3 000万亩源。此外黄河流域的矿产资源丰富。在全国已探明的45种主要矿产中，黄河流域有37种，集约化开采和综合开发利用的潜力很大。能源上，上游地区青海玛多至宁夏下河沿河段，是全国十大水电基地之一，中游地区内蒙古、山西、陕西、宁夏四省区的煤炭资源品质高而埋藏浅，占全国储量的47%，下游地区有胜利和中原两大油田的石油地质总储量占全国的27%，素有“能源流域”之谓。

一方面黄河流域有着十分良好的发展前景，另一方面受自然条件和水旱灾害严重制约，黄河流域目前的社会经济发展水平尚相对落后，人均农业和工业产值均低于全国平均水平，流域内贫困县占全国贫困县的22%，流域自我发展和自我积累的能力仍显不足。

## 第三节　黄河流域降水遥感反演

### 一、降水遥感反演的技术流程

简而言之，CEWBMS系统测定降水的基本原理就是利用与降水有内在物理联系的各类云层空间分布状况，对应区域GTS系统各单点雨量观测数据，建立两者间的相关关系，然后利用这种关系将单点雨量外延到区域面上的过程。与传统水文方法相比，本系统在点雨量到面雨量的外延方法上，用具有内成因机制的降水-云相关关系替代了各种单纯的数学方法，显然要科学得多。

基于遥感影像的降雨量自动制图基本思路是：对遥感获得的冷云的持续期（cold cloud duration，CCD）与实际降雨量进行回归分析，建立遥感影像值与实际降雨量之间的相关关系。该方法仅适用于热对流降雨系统，主要是赤道和干旱地区，在温带地区，必须同时考虑非对流降雨。为了适应低空、非对流云系统降雨的需要，还必须引入多种云层信息。

基于 GTS 雨量观测和遥感卫星云图的面雨量估算流程示意图如下（图 3-5）。

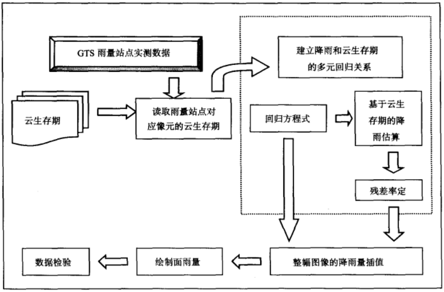



图 3-5　黄河流域降雨遥感反演的技术流程

## 二、卫星影像的接收与预处理

CEWBMS 系统中设有专门的卫星信号接收子系统，包括一套地面接收设备（硬件）和卫星云图接收处理软件（CMAPPS），CMAPPS 由国家卫星气象中心开发研制而成。接收子系统实时接收日本的静止气象卫星 GMS-5 发射的可见光（VIS）和热红外（TIR）两个波段的卫星信号，每小时接收一幅，每日生成可见光图像 12 幅、热红外图像 24 幅（图 3-6），接收的图像均采用二进制（General Binary）格式文件存储下来。

正午和子夜的可见光和热红外组合图像是能量平衡过程的主要输入，包括蒸散、辐射、显热通量、温度和云覆盖率的反演都需要该项输入。正午和子夜图像的合成过程由专门的预处理模块实现，模块的基本输入为每小时可见光和和热红外图像，根据这些小时图像，选取当地正午或子夜太阳时的部分并复制到输出组合图像。文件 compcmp. map 内含有当地正午或子夜相对的 GMT 时间，以此来从小时图像重选取当地正午或子夜部分。本模块的每日输出为一个可见光合成文件（正午）和两个红外组合文件（一个正午文件和一个子夜文件）（图 3-7）。

在遥感成像过程中，由于各种因素的影响，使得遥感图像存在一定的几何变形和辐射量失真现象，这些畸变和失真影响了图像的质量和应用，必须进行消除，该过程就是图像校正过程。遥感图像的校正通常包括几何校正（Geometric Correction）和辐射校

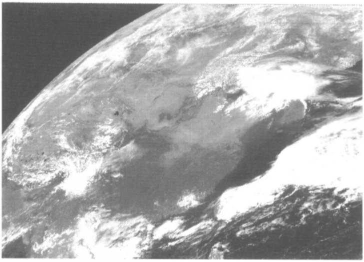


图 3-6　GMS-5 卫星可见光波段图像（2000 年 4 月 13 日 9 时）

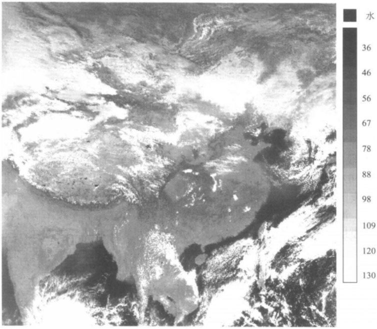



图 3-7　GMS-5 卫星可见光每日合成图像（2000 年 4 月 13 日）

正（Radiometric Correction）两个过程。

（1）几何校正　遥感图像的几何校正主要是为了消除图像的几何变形。所谓几何变形即为像元在图像坐标与其在底图坐标系等参考系统坐标间的差异。遥感图像的几何变形包括静态变形和动态变形，前者是指一帧图像在形成过程中相对于地球表面呈静止状态时所具有的各种变形，而后者则是指一帧图像形成过程中传感器运动所造成的图像变形。

遥感图像几何校正通常包括以下几个步骤：

1）确定校正方法：根据遥感图像几何畸变的性质和可用于校正的数据确定几何校正的方法。

2）确定校正公式；确定原始输入图像的像点和几何校正后的图像上的像点之间的变换公式，并根据控制点等数据确定变换公式中的未知参数，通常采用最近邻法、双向线性内插法和三次卷积内插法等。

3）验证校正方法、校正公式的有效性：检查几何畸变图像能否得到充分校正，对未能得到有效校正的情况进行分析，提出其他几何校正方法。

4）对原始输入图像进行重新采样，得到消除的几何畸变图像。

气象卫星图像的几何校正，一般采用程序订正和人工校正相结合的方法。卫星地面接收装置接收到气象卫星图像后，首先根据卫星的轨道和姿态参数，用程序对图像进行自动的空间位置粗校正，校正的效果因时、因地而异，精度一般在几个像元。为进一步提高几何精度，常常需要进行人工精校正，图像的几何精度可控制在 1 个像元以内。

（2）辐射校正　利用传感器观测目标时，由于传感器得到的测量值与目标光谱发射率或光谱辐射亮度等物理量是不一致的，这是因为测量值当中包含了太阳位置、角度以及薄雾等大气条件所引起的失真。消除图像数据中依附于辐射信息中的各种失真的过程即为辐射校正。

遥感影像的辐射误差主要由于以下三方面引起：

• 传感器的灵敏度特性引起的辐射误差，如光学镜头的非均匀性引起的边缘减光现象、光电变换系统灵敏度特性引起的辐射畸变等。

• 光照条件差异引起的辐射误差，如太阳高度角的不同或是地面倾斜引起的辐射畸变等。

• 大气的散射和吸收引起的辐射误差。

由于传感器因素引起的辐射误差属于系统误差，光照条件引起的误差校正需要相应的外部区域数据，相对比较麻烦，因此本系统对于遥感影像辐射量的校正主要集中在大气校正方面，包括利用传递方程、地面实况数据和辅助数据进行相应的大气校正。

CEWBMS 系统分别对可见光和红外两个波段的遥感影像进行了辐射校正，校正的方法分别经验公式法校正和拟合手动法校正。

1）可见光波段辐射校正。可见光波段辐射校正的首要步骤需要通过辐射校正将可见光波段的数值（$VIS$）转化为行星反射率，然后再通过大气校正将行星反射率转换为地面反射率。将可见光数值转化为行星反射率通常采用经验公式，如对于 METESAT 来说，两者存在着线性相关关系，而这一转换关系与决定于相关的卫星参数。具体关系

表述为

$$A' = 0.04 * VIS/\cos(i_s) \tag{3-5}$$

对于 GMS 卫星来说，可见光值与行星反射率之间并非线性关系，根据最高云、沙漠、森林和海洋 4 个典型参照面的测定，GMS 卫星可见光值（$VIS$）与行星反射率、以及行星反射率与地面反射率之间典型的数值见表 3-5（Rosema，1998）。

**表 3-5　可见光、行星反射率、地表反射率间的转换经验关系**

| 地物类型 | 可见光影像数值 | 行星反射率 | 地表反射率 |
| --- | --- | --- | --- |
| 最高云 | 245 | 0.92 | 0.92 |
| 沙　漠 | 144 | 0.35 | 0.33～0.35 |
| 森　林 | 80 | 0.07 | 0.11～0.12 |
| 海　洋 | 31 | 0.03 | 0.06～0.07 |

根据上述典型参照面转换值，进行人工拟合，得到 A′～$VIS$ 拟合关系式，表示如下：

$$A' = 0.0016x^2 - 0.0049x + 5.7623 \tag{3-6}$$

式中 $R^2$＝0.9995(图 3-8)（Rosema，2001）。

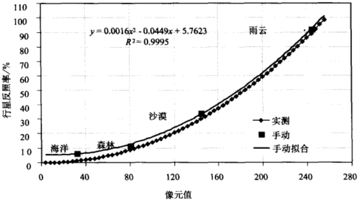



图 3-8　人工校正拟合结果（2000 年 4 月）

通过上述拟合关系式，可以计算出相应的行星反照率。根据 Kondratyev 修正的辐射传输模型，地表反射率与行星反射率和光学厚度有关，即

$$A = f(A', \tau) \tag{3-7}$$

式中 $A$ 为地表反射率；$A'$为行星反射率；$\tau$ 为光学厚度。

地表反射率和行星反射率、光学厚度间的关系如图 3-9。

2）热红外辐射校正。与可见光波段一样，热红外波段校正首先也需要将热红外值转换为行星温度，这一步骤主要以黑体源为基础进行计算，在此不赘述，主要介绍热红

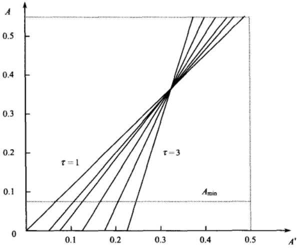



图 3-9　地表反射率与行星反射率、光学厚度的关系（Rosema，2001）

外的大气辐射校正。

热红外的大气辐射校正主要分为以下四个步骤：

1）找出测得的像元最高温度 $T'_{0\max}$，这一情况下潜热通量 LE 近似为 0。

2）利用能量平衡方程计算实际地表最高温度，即

$$T_{0,\max} = T_a + I_n/\alpha \tag{3-8}$$

3）利用公式 3-9 计算大气修正系数：

$$k = \cos(i_m)\,\frac{(T_{0,\max} - T_a)}{(T'_{0,\max} - T_a)} \tag{3-9}$$

4）利用大气修正系数将行星温度转换为地表温度。

## 三、云层自动分类与云生存期统计

云层自动分类是进行雨量统计和雨量计算的基础。根据 GMS 卫星影像数据的特征，结合气象观测经验值，对云层进行划分。划分的主要依据是不同的云层在可见光波段的反照率和红外波段的温度值的不同特征，主要方法有两种：云的顶部温度法和 VIS-TIR 直方图法。

（1）云的顶部温度法　　云的顶部温度法划分的依据主要是区域特定高度各类云的顶部温度（这是由云层顶部热红外图像反演出来的），将云层划分为 5 种类型：冷云、高云、中高云、中低云和低云。表 3-6 给出了云层分类及阈值（Rosema，2001）。

表 3-6 云层分类及阈值

| 云层类型 | 红外光谱值 | 温度范围/K | 云层高度/km |
|---|---|---|---|
| 冷云 | ＜45 | ＜226 | ＞10.8 |
| 高云 | 45～60 | 226～240 | 8.5～10.8 |
| 中高云 | 60～90 | 240～260 | 5.2～8.5 |
| 中低云 | 90～120 | 260～280 | 2.2～5.2 |
| 低云 | ＞120 | ＞280 | ＜2.2 |

（2）云的 VIS-TIR 直方图法　云的 VIS-TIR 直方图有两种：一是正午可见光（$VIS_n$）和正午热红外（$TIR_n$）图像的直方图；另一种是正午热红外（$TIR_n$）和午夜热红外（$TIR_m$）图像的直方图。通过直方图分析，在 VIS-TIR 二维空间里，可以更加准确地对各种性质的云层进行区分。

图 3-10 为 2000 年 1 月 1 日的正午热红外（$TIR_n$）图像（纵坐标）与正午可见光（$VIS_n$）（横坐标）的直方图，右侧的图例为各种色度代表的像元数。

表 3-7 对各种云层及典型地物在 VIS-TIR 二维空间的展布情况进行直观分析。

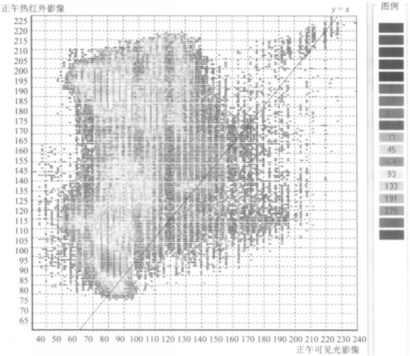



图 3-10　正午热红外（$TIR_n$）—正午可见光（$VIS_n$）直方图

表 3-7　正午可见光（$VIS_n$）-正午热红外（$TIR_n$）直方图分析

| 云/下垫面 类型 | $VIS_n$ | $TIR_n$ | 图中的相对位置 |
|---|---|---|---|
| 水体 | 低 | 低 | 左下 |
| 陆地 | | | |
| 沙漠 | | 高 | 右上 |
| 低云 | | 高 | 右上 |
| 中云 | | | |
| 高云 | 高 | 低 | 右下 |

图 3-11 为 2000 年 1 月 1 日的正午热红外（$TIR_n$）图像（纵坐标）与午夜热红外（$VIS_n$）（横坐标）的直方图，右侧的图例为各种色度代表的像元数。

表 3-8 对各种云层及典型地物在二维空间的展布情况进行了分析。

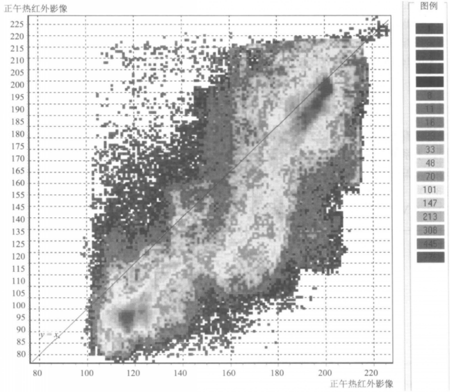



图 3-11　正午热红外（$TIR_n$）—午夜热红外（$TIR_m$）直方图

云的生存期统计处理过程可以分为三个步骤，首先是用上述方法对每小时的 GMS 数据进行云层划分；其次是对各类云的生存期（CD）进行统计，实际上对于云层持续时间统计的原始数据是云层出现的频率，通过每小时各类云层出现的频率反推出持续时

表 3-8 正午热红外（$TIR_n$）-午夜热红外（$TIR_m$）直方图分析

| 云/下垫面 类型 | $VIS_n$ | $TIR_n$ | 图中的相对位置 |
|---|---|---|---|
| 水体 | 低 | 高 | 右下 |
| 陆地 | | | |
| 沙漠 | 高 | 低 | 右上 |
| 低云 | 高 | 高 | 中 |
| 中云 | | | 中 |
| 高云 | 低 | 低 | 中 |

间；最后将各类云层持续时间累加成旬度值，得到区域特定高度各类云的小时数，存储为扩展名为 . cld 的文件：

- Fldctte. cld ：各类云总的生存期
- Fldcold. cld ：冷云的生存期
- Fldhigh. cld ：高云的生存期
- Fldmed2. cld ：中高云的生存期
- Fldmed1. cld ：中低云的生存期

## 四、站点雨量数据的整理

可以看出，CEWBMS 系统测定降水必须具备两个基础：一是区域雨量站点得实测数据，本系统是基于 GTS 网络数据。由于 GTS 自身的目的，其布站上多接近于人口稠密地区，偏远地区站点较少。中国共有 543 个 GTS 雨量站点，其中黄河流域有 81 个（表 3-9），具体分布见图 3-12；二是用于各雨量站点间降水估算得遥感云图，本次采用 2000 年 GMS-5 遥感影像为云图数据源。

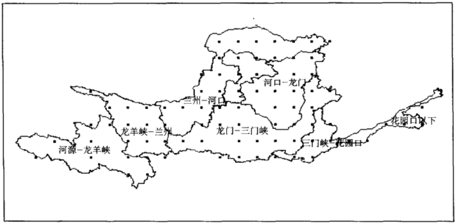



图 3-12 黄河流域 GTS 雨量站点分布图

表 3-9　黄河流域 GTS 雨量站点一览

| 站点号 | 纬度/(°) | 经度/(°) | 站点号 | 纬度/(°) | 经度/(°) | 站点号 | 纬度/(°) | 经度/(°) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 52658 | 38 | 100 | 53615 | 39 | 107 | 54916 | 36 | 117 |
| 52787 | 37 | 103 | 53644 | 39 | 109 | 54925 | 36 | 118 |
| 52797 | 37 | 104 | 53663 | 39 | 112 | 56033 | 35 | 98 |
| 52855 | 37 | 101 | 53664 | 39 | 111 | 56034 | 34 | 97 |
| 52875 | 37 | 102 | 53705 | 38 | 106 | 56043 | 35 | 100 |
| 52889 | 36 | 104 | 53723 | 38 | 107 | 56046 | 34 | 100 |
| 52895 | 37 | 105 | 53730 | 38 | 108 | 56066 | 35 | 102 |
| 52955 | 36 | 101 | 53738 | 37 | 108 | 56067 | 33 | 102 |
| 52974 | 36 | 102 | 53740 | 38 | 109 | 56074 | 34 | 102 |
| 52984 | 36 | 103 | 53754 | 38 | 110 | 56079 | 34 | 103 |
| 52986 | 35 | 104 | 53764 | 38 | 111 | 56080 | 35 | 103 |
| 52996 | 35 | 105 | 53776 | 38 | 113 | 56173 | 33 | 103 |
| 53336 | 42 | 109 | 53777 | 38 | 112 | 57006 | 35 | 106 |
| 53337 | 41 | 108 | 53810 | 37 | 106 | 57016 | 34 | 107 |
| 53433 | 41 | 109 | 53821 | 37 | 107 | 57036 | 34 | 109 |
| 53446 | 41 | 110 | 53845 | 37 | 110 | 57037 | 35 | 109 |
| 53463 | 41 | 112 | 53853 | 37 | 111 | 57052 | 35 | 110 |
| 53464 | 41 | 111 | 53869 | 37 | 112 | 57061 | 35 | 111 |
| 53512 | 40 | 107 | 53910 | 36 | 106 | 57067 | 34 | 111 |
| 53513 | 41 | 107 | 53915 | 36 | 107 | 57071 | 35 | 112 |
| 53522 | 40 | 108 | 53923 | 36 | 108 | 57080 | 35 | 113 |
| 53529 | 39 | 108 | 53929 | 35 | 108 | 57091 | 35 | 114 |
| 53533 | 40 | 109 | 53942 | 36 | 110 | 57134 | 34 | 108 |
| 53545 | 40 | 110 | 53963 | 36 | 111 | 57143 | 34 | 110 |
| 53553 | 40 | 111 | 53975 | 36 | 112 | 57176 | 34 | 112 |
| 53562 | 40 | 112 | 53981 | 36 | 113 | 58004 | 35 | 115 |
| 53614 | 39 | 106 | 54744 | 38 | 119 | 54916 | 36 | 117 |

GTS 数据的时间尺度包括三种，分别为 6h、12h 和 24h，本系统采取的是以天 (24h) 为单位的数据，但由于云持续期的时间尺度为旬，为使两者时间上匹配，因此需要将 GTS 数据累加生成旬雨量文件。为方便降水量图的绘制，经模块处理后的旬雨量是以二进制格式存储的数值文件。

## 五、降雨量计算

从流程图可以看出，气象卫星雨量图的获取可以分解为四个主要步骤（江东，王乃斌，2002）：

（1）回归　对每个站与其周边 $n$ 个站间的降雨量观察值和云的生存期进行局部回归（$n=12$），建立云量—雨量间的多元回归方程。云生存期方法估算雨量的一般回归方程如下：

$$P=\sum_{i=1}^{5}(a_i\times CD_i)+b \tag{3-10}$$

式中 $CD_i$ 为一旬中第 $i$ 云层的生存期；$a_i$ 为回归系数；$b$ 为常数项。

对于 CEWBMS 系统而言，上述式子可以具体表述如下：

$$P_{\mathrm{est}}=a_1\cdot CD_{\mathrm{c}}+a_2\cdot Cd_{\mathrm{h}}+a_3\cdot CD_{\mathrm{mh}}+a_4\cdot CD_{\mathrm{ml}}+a_5\cdot TTE \tag{3-11}$$

式中 $TTE=DN_{\mathrm{cloud}}-DN$；$CD_{\mathrm{c}}$ 为冷云生存期；$CD_{\mathrm{h}}$ 为高云生存期；$CD_{\mathrm{mh}}$为中高云生存期；$CD_{\mathrm{ml}}$中低云生存期；$TTE$ 为温度的过余阈值；$DN$ 为像数值。

（2）残差检测　计算通过上述回归方程计算出来的雨量与实际 GTS 观测雨量间的差值，即

$$S_i=P_i-P_{\mathrm{est},i} \tag{3-12}$$

（3）基于地理尺度因子的雨量修正　通常对于雨量场中任意两点雨量相关主要取决于两站点间的距离，因此系统选取了距离因子作为校正残差 $S_i$ 的权重系数。根据加权转换距离方法，对各像元回归系数（$a_i$）和残差（$S_i$）进行内插，推求出以像元为单位的各 GTS 雨量站间的尺度因子（$S$），然后根据尺度因子来确定面雨量计算的修正项[①]。

然后推算地理尺度因子，即雨量站实际降雨量（$P_{实际}$）与估计降雨量（$P_{估计}$）之比：

$$S_j=P_{实际}/P_{估计} \tag{3-13}$$

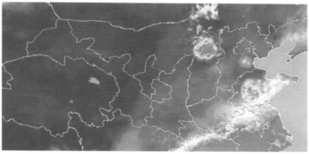
将估计降雨量加上基于地理尺度因子（S）得到的修正项，即可计算出区域面降雨量，即

$$P=P_{\mathrm{est}}+S \tag{3-14}$$

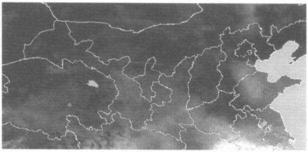
根据加权转换距离方法，可以推出以像元为单位的各 GTS 雨量站间的尺度因子（$S$）。最后，将估计降雨量乘以地理尺度因子（$S$），即可得到区域降雨量（图 3-13，图 3-14）。

---

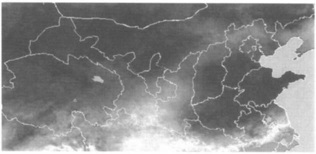
① 如何将取向 $\theta$ 的权重考虑在内，参见《淮河流域能量平衡》127。



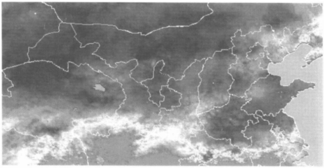
a. 1月



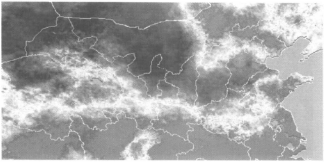
b. 2月



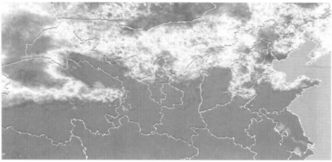
c. 3月



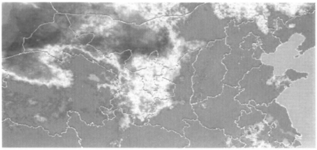
d. 4月



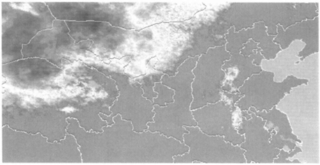
e. 5月



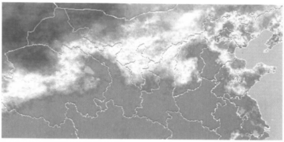
f. 6月



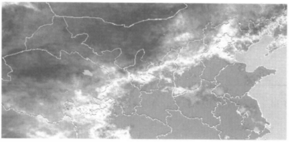
g. 7月



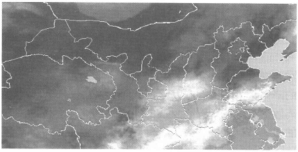
h. 8月



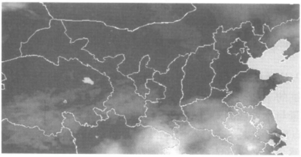
i. 9月



j. 10月



k. 11月



l. 12月

水域 0 10 20 30 40 50 60

图例： (单位：mm)

图 3-13 黄河流域的降雨量：月度计算结果（2000 年）

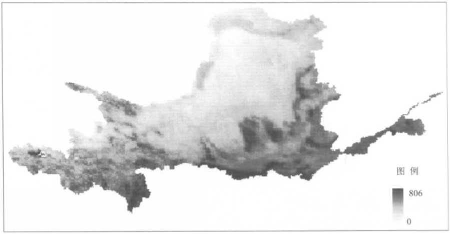



图 3-14　黄河流域的降雨量：年度计算结果（2000 年）单位：mm

## 第四节　系统校验与完善

通常，对模型计算精度的检验是采用计算值与真实值直接比较的方式，如绝对误差、相对误差等。然而事实上对遥感反演结果进行校验具有一定的难度，这不是因为方法的问题，而是数据的问题。

1）站点观测的降雨数据本身存在一定的误差。

2）站点观测离散的点数据与遥感反演的连续的面数据不易直接对比。

3）缺乏适宜的参照数据，即“真值”。

为了对反演算法进行评价和校验，我们可以采用一些间接的方法，如：①基于统计学的交叉检验方法；②基于流域统计数据的对比方法。

典型的基于统计学的交叉检验方法（cross-validation）又称作 Jack-knifing 方法，对数值内插雨量、遥感反演雨量与站点观测雨量进行比较。Jack-knifing 方法的具体步骤是：

1）将第 $i$ 站点从数据集中剔除，确定与其雨量密切相关的 $N$ 个邻近站点，

2）利用其周围的 $N$ 个站点，计算该站点所在位置的降雨量；

3）将计算雨量与站点观测雨量进行对比，得出残差；

4）将第 $i$ 站点放回数据集中，对第 $i+1$ 站点进行同样处理；

5）依次遍历整个数据集（流域全部观测站点）。

下面重点介绍基于流域统计数据的对比方法。

# 一、流域年度雨量统计校验

卫星遥感技术能够快速、准确提供大范围水循环要素的实时信息，从而成为流域水循环过程研究的现代新型信息源。但目前尚没有办法建立一个模型将电磁波信号转化为有效的水文信息，因此在将水循环要素的遥感反演结果应用于水循环过程研究之前，必须利用相关遥感图像处理工具对所反演的遥感产品进行统计处理，将其转化为能够为水循环研究利用的基本输入。

本次流域水循环要素遥感信息的提取和统计以专业遥感图像处理系统 ERDAS IMAGINE为根据，该系统不仅具有先进的图像处理技术、友好灵活的用户界面，而且更为重要的是它还具备高度 RS/GIS 集成功能，是基于 GIS 流域水循环要素遥感信息提取和统计的理想工具。

导入 CEWBMS 产品是由 ERDAS 的 Import 模块实现，导入过程也就是将不同类型的遥感图像转化为能够为 ERDAS 统一处理的格式，其后缀名为 .img。显示产品信息是由 View 模块实现的，添加的信息包括数据格式信息、坐标信息等，如 CEWBMS 产品左上角的经纬度分别为 73.28°和 59.60°，将其添加上去作为图像其他像元的定标基准，另外像元的横纵坐标尺寸分别为 0.06 和 0.05。将这些信息添加到 ERDAS 读取的文件中，即完成了图像读取过程。ERDAS 系统中的 Vector 模块可以实现流域水循环信息统计，通过 Vector 模块中的区域属性（Zonal Attribute）命令可以将两者进行叠加统计，其中矢量层选取黄河二级流域 GIS 底图，栅格层选取需要统计并已转为 .img 格式的遥感图层。

ERDAS 系统提供多种统计功能，如最大值、最小值、平均值、中值、标准差、数据区间、择多项等等。本次统计根据流域水循环过程研究的需要，选取了平均值、最大值作为要素的主要统计项。

本次研究反演了黄河流域 2000 年全年的降雨值，以旬为基本时间尺度，以二级流域为空间统计单元。2000 年黄河流域各二级区每旬降雨估算值见表 3-10。

**表 3-10　2000 年黄河流域降水反演结果**（单位：mm）

| 月份 | 旬 | 河源—龙羊峡 | 龙羊峡—兰州 | 兰州—河口镇 | 河口镇—龙门 | 龙门—三门峡 | 三门峡—花园口 | 花园口以下 | 鄂尔多斯内流区 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1月 | 上 | 0.00 | 0.15 | 1.32 | 2.82 | 0.75 | 1.47 | 4.93 | 2.49 |
| | 中 | 0.09 | 0.14 | 1.55 | 5.29 | 4.51 | 6.27 | 4.50 | 0.40 |
| | 下 | 0.34 | 0.20 | 1.49 | 4.09 | 0.68 | 0.95 | 10.22 | 1.03 |
| 2月 | 上 | 0.01 | 0.00 | 0.16 | 0.24 | 0.02 | 0.00 | 1.83 | 0.01 |
| | 中 | 1.13 | 0.56 | 0.07 | 0.07 | 0.45 | 0.80 | 0.23 | 0.00 |
| | 下 | 0.43 | 1.81 | 0.86 | 0.69 | 2.49 | 2.19 | 2.19 | 0.25 |

续表

| 月份 | 旬 | 河源—龙羊峡 | 龙羊峡—兰州 | 兰州—河口镇 | 河口镇—龙门 | 龙门—三门峡 | 三门峡—花园口 | 花园口以下 | 鄂尔多斯内流区 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 3月 | 上 | 3.50 | 2.55 | 0.18 | 0.00 | 0.46 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| | 中 | 1.74 | 1.06 | 1.21 | 2.32 | 2.19 | 0.15 | 0.07 | 1.02 |
| | 下 | 1.71 | 2.73 | 0.79 | 2.10 | 6.01 | 1.55 | 0.00 | 0.30 |
| 4月 | 上 | 9.12 | 5.52 | 0.42 | 0.95 | 4.93 | 6.84 | 2.48 | 0.12 |
| | 中 | 0.82 | 0.72 | 0.90 | 5.43 | 2.79 | 2.66 | 3.97 | 2.06 |
| | 下 | 10.55 | 4.85 | 0.90 | 0.71 | 2.11 | 1.06 | 0.40 | 0.68 |
| 5月 | 上 | 8.24 | 10.18 | 1.99 | 5.06 | 8.96 | 5.71 | 15.91 | 1.14 |
| | 中 | 8.89 | 6.45 | 2.50 | 0.74 | 2.64 | 4.68 | 13.18 | 0.28 |
| | 下 | 21.98 | 16.34 | 5.38 | 11.12 | 9.30 | 5.75 | 1.43 | 1.17 |
| 6月 | 上 | 41.32 | 15.70 | 9.14 | 14.90 | 19.80 | 36.59 | 5.61 | 14.50 |
| | 中 | 7.04 | 17.45 | 15.98 | 14.26 | 27.38 | 18.43 | 3.92 | 10.71 |
| | 下 | 37.13 | 44.59 | 15.93 | 18.65 | 35.88 | 51.94 | 54.40 | 9.17 |
| 7月 | 上 | 28.39 | 11.22 | 20.12 | 41.99 | 27.67 | 64.48 | 91.48 | 17.73 |
| | 中 | 12.45 | 6.25 | 2.12 | 5.02 | 12.72 | 72.63 | 56.50 | 0.48 |
| | 下 | 23.03 | 37.01 | 9.71 | 14.89 | 13.37 | 11.07 | 29.17 | 9.27 |
| 8月 | 上 | 40.00 | 38.34 | 26.81 | 48.64 | 41.60 | 96.73 | 55.14 | 29.71 |
| | 中 | 25.25 | 26.00 | 8.37 | 19.22 | 32.50 | 25.41 | 42.67 | 8.35 |
| | 下 | 9.23 | 16.32 | 8.19 | 18.24 | 19.09 | 7.40 | 34.22 | 9.10 |
| 9月 | 上 | 37.44 | 46.38 | 11.54 | 9.11 | 16.60 | 30.05 | 24.76 | 7.18 |
| | 中 | 8.07 | 7.21 | 1.76 | 4.29 | 6.47 | 19.67 | 3.01 | 1.04 |
| | 下 | 23.21 | 27.84 | 12.73 | 22.44 | 32.63 | 34.45 | 35.83 | 15.40 |
| 10月 | 上 | 4.54 | 17.64 | 5.70 | 20.65 | 37.58 | 27.56 | 44.75 | 3.16 |
| | 中 | 12.23 | 6.02 | 1.00 | 1.14 | 8.14 | 13.12 | 4.12 | 1.07 |
| | 下 | 4.11 | 4.59 | 4.58 | 9.48 | 11.26 | 22.39 | 19.49 | 3.46 |
| 11月 | 上 | 0.20 | 0.11 | 0.15 | 3.69 | 7.16 | 8.47 | 2.54 | 0.24 |
| | 中 | 2.96 | 4.81 | 1.76 | 3.73 | 6.32 | 8.16 | 9.58 | 1.13 |
| | 下 | 2.24 | 0.69 | 0.00 | 0.00 | 0.17 | 0.46 | 0.02 | 0.01 |
| 12月 | 上 | 0.62 | 0.73 | 0.10 | 0.00 | 0.51 | 1.57 | 1.04 | 0.00 |
| | 中 | 0.55 | 0.26 | 0.33 | 0.04 | 0.06 | 1.46 | 0.50 | 0.00 |
| | 下 | 0.10 | 0.00 | 0.20 | 0.09 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| $\sum$ | | 388.62 | 382.40 | 175.96 | 312.06 | 405.18 | 592.13 | 580.08 | 152.66 |

2000年黄河流域属于偏枯年份，流域内各主要雨量站降水量明显低于多年平均系列均值。流域内各主要代表站逐月降水观测值与1957～1979年系列均值对比关系见表3-11。

**表 3-11　黄河流域部分主要雨量代表站月降水量（单位：mm）**

| 站名＼月份 | | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 西宁 | 2000 | 0.3 | 2.9 | 2.5 | 10.7 | 18.4 | 38.2 | 50.6 | 44.2 | 60.6 | 27.6 | 7.9 | 0.4 |
| | 系列值 | 1.0 | 1.5 | 4.3 | 20.6 | 45.0 | 48.8 | 81.6 | 76.6 | 52.3 | 24.5 | 3.3 | 0.9 |
| 贵德 | 2000 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.4 | 8.2 | 17.1 | 30.0 | 20.3 | 33.0 | 7.3 | 4.5 | 0.3 |
| | 系列值 | 0.5 | 0.6 | 2.9 | 11.9 | 30.6 | 35.8 | 54.8 | 59.5 | 37.6 | 17.4 | 3.3 | 0.6 |
| 玛曲 | 2000 | 0.7 | 7.3 | 12.3 | 22.8 | 38.9 | 115.0 | 56.2 | 90.7 | 131.7 | 31.7 | 10.0 | 4.8 |
| | 系列值 | 4.4 | 6.3 | 14.8 | 28.3 | 70.4 | 101.8 | 117.9 | 107.2 | 97.0 | 42.4 | 6.0 | 1.6 |
| 兰州 | 2000 | 0.3 | 6.4 | 5.0 | 6.1 | 6.2 | 77.3 | 22.0 | 111.5 | 65.7 | 55.5 | 3.9 | 0.0 |
| | 系列值 | 1.4 | 2.3 | 8.9 | 16.2 | 35.1 | 39.3 | 63.8 | 79.2 | 47.1 | 22.6 | 3.7 | 1.2 |
| 天水 | 2000 | 5.4 | 4.6 | 14.6 | 36.8 | 27.8 | 64.7 | 12.0 | 132.3 | 68.9 | 72.9 | 17.3 | 5.6 |
| | 系列值 | 4.4 | 6.3 | 17.6 | 39.0 | 54.8 | 70.8 | 94.4 | 86.2 | 87.3 | 46.4 | 13.6 | 3.4 |
| 庆阳 | 2000 | 7.8 | 1.6 | 6.9 | 8.9 | 6.9 | 94.2 | 41.6 | 93.3 | 66.3 | 54.5 | 11.7 | 0.2 |
| | 系列值 | 3.7 | 7.5 | 17.6 | 37.6 | 53.1 | 61.0 | 104.4 | 103.8 | 83.6 | 43.5 | 17.4 | 4.0 |
| 固原 | 2000 | 0.1 | 4.3 | 7.5 | 15.1 | 14.2 | 15.0 | 113.4 | 28.6 | 69.6 | 55.6 | 57.6 | 12.5 |
| | 系列值 | 1.9 | 3.1 | 4.0 | 10.8 | 25.7 | 46.8 | 60.3 | 95.7 | 113.2 | 69.6 | 32.1 | 8.8 |
| 银川 | 2000 | 3.7 | 0.0 | 0.0 | 0.3 | 0.4 | 30.5 | 25.5 | 50.7 | 35.8 | 2.3 | 0.0 | 0.0 |
| | 系列值 | 1.2 | 2.2 | 6.6 | 12.2 | 17.7 | 19.7 | 42.6 | 55.6 | 23.0 | 12.4 | 3.7 | 0.7 |
| 泉眼山 | 2000 | 0.2 | 3.0 | 0.2 | 0.4 | 0.4 | 21.0 | 72.0 | 31.8 | 42.8 | 10.2 | 2.0 | 0.0 |
| | 系列值 | 1.3 | 1.8 | 3.9 | 11.3 | 19.3 | 23.1 | 35.8 | 56.1 | 23.5 | 14.1 | 4.2 | 1.4 |
| 旗下营 | 2000 | 7.5 | 17.3 | 2.8 | 7.6 | 2.3 | 49.8 | 43.1 | 83.9 | 119.6 | 28.4 | 33.5 | 20.9 |
| | 系列值 | 2.2 | 3.6 | 7.0 | 12.2 | 21.4 | 33.9 | 54.0 | 123.7 | 140.8 | 52.3 | 27.5 | 7.6 |
| 赵石窑 | 2000 | 6.0 | 3.5 | 8.1 | 6.7 | 5.8 | 33.7 | 35.6 | 116.7 | 55.3 | 18.1 | 4.0 | 0.0 |
| | 系列值 | 2.1 | 3.9 | 12.0 | 19.7 | 29.7 | 42.5 | 88.8 | 94.9 | 52.5 | 23.0 | 9.8 | 1.9 |
| 张家山 | 2000 | 11.2 | 4.2 | 12.1 | 8.5 | 21.3 | 68.4 | 46.8 | 108.2 | 59.6 | 45.3 | 15.3 | 6.8 |
| | 系列值 | 5.3 | 9.4 | 25.5 | 43.8 | 48.1 | 55.3 | 84.5 | 103.0 | 94.0 | 47.1 | 20.5 | 5.6 |
| 偏关 | 2000 | 7.7 | 6.4 | 10.5 | 8.2 | 48.1 | 46.9 | 37.2 | 82.5 | 12.9 | 12.4 | 7.9 | 1.0 |
| | 系列值 | 3.3 | 4.4 | 13.5 | 20.0 | 32.4 | 50.2 | 103.4 | 109.6 | 52.4 | 25.2 | 8.0 | 2.2 |
| 端氏 | 2000 | 22.9 | 2.2 | 4.5 | 21.2 | 8.8 | 84.8 | 124.4 | 75.5 | 67.3 | 71.3 | 27.9 | 0.0 |
| | 系列值 | 5.9 | 9.1 | 23.5 | 31.9 | 50.2 | 68.2 | 138.5 | 117.2 | 73.4 | 35.7 | 22.8 | 6.1 |
| 暖泉 | 2000 | 8.0 | 7.8 | 14.8 | 8.7 | 1.6 | 62.1 | 56.8 | 101.2 | 45.2 | 77.9 | 16.4 | 0.7 |
| | 系列值 | 4.0 | 6.1 | 16.2 | 27.2 | 41.6 | 58.3 | 127.7 | 115.3 | 67.4 | 33.9 | 14.9 | 4.4 |
| 芦家庄 | 2000 | 14.9 | 3.5 | 5.7 | 5.1 | 15.7 | 57.8 | 107.6 | 65.0 | 43.1 | 57.8 | 12.0 | 0.0 |
| | 系列值 | 3.2 | 5.1 | 12.7 | 24.2 | 39.8 | 62.5 | 126.9 | 114.9 | 62.2 | 30.1 | 13.0 | 2.9 |
| 柴庄 | 2000 | 19.8 | 1.4 | 11.1 | 9.7 | 3.6 | 87.3 | 42.7 | 79.1 | 32.2 | 107.0 | 27.1 | 1.8 |
| | 系列值 | 4.1 | 7.0 | 20.4 | 30.6 | 42.4 | 51.6 | 108.5 | 96.9 | 59.8 | 35.2 | 17.4 | 5.2 |

续表

| 站名＼月份 | | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 陆浑 | 2000 | 15.4 | 7.5 | 4.5 | 7.9 | 9.0 | 166.4 | 137.1 | 139.2 | 82.7 | 69.2 | 21.0 | 3.2 |
| | 系列值 | 8.4 | 10.2 | 14.5 | 31.2 | 59.7 | 59.1 | 65.2 | 141.3 | 117.6 | 78.3 | 52.3 | 32.1 |

注：表中系列值是指 1956～1979 年系列多年平均值。

2000 年黄河流域平均降水量为 381.8mm，折合降水总量为 3034 亿 $m^3$，较多年平均偏枯 14%。各二级流域降水具体情况见表 3-12。

**表 3-12　黄河流域二级分区 2000 年降水情况**

| 流域名称 | 流域面积 | 降水量 | | 与上年比较/% | 与多年平均比较/% |
|---|---|---|---|---|---|
| | | mm | 亿 $m^3$ | | |
| 黄河流域 | 798 084 | 381.8 | 3 016.2 | −4.3 | −15.1 |
| 河源—龙羊峡 | 131 659 | 413.2 | 544.0 | −24.1 | −14.4 |
| 龙羊峡—兰州 | 93 265 | 412.6 | 384.8 | −12.8 | −7.2 |
| 兰州—河口镇 | 161 001 | 182.9 | 294.5 | −8.7 | −27.2 |
| 河口镇—龙门 | 112 072 | 338.9 | 379.8 | 16.0 | −22.7 |
| 龙门—三门峡 | 190 247 | 478.6 | 910.5 | 0.3 | −13.5 |
| 三门峡—花园口 | 41 530 | 657.1 | 272.9 | 14.3 | −0.6 |
| 花园口以下 | 22 602 | 681.5 | 154.0 | 34.6 | 4.8 |
| 鄂尔多斯内流区 | 45 708 | 165.6 | 75.7 | −10.3 | −41.7 |

资料来源：黄河水资源公报 2000（表中系列值是指 1956～1979 年系列多年平均值）。

黄河流域降水结果反演结果与黄河流域水资源公报公布数据对比如表 3-13。

**表 3-13　黄河流域降水反演结果与公报数据对比**

| 流域名称 | 反演结果 | | 公报结果 | | 公报－反演 | | 反演/公报/% |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | mm | 亿 $m^3$ | mm | 亿 $m^3$ | mm | 亿 $m^3$ | |
| 黄河流域 | 340.8 | 2 719.0 | 381.8 | 3 016.2 | 41.0 | 321.0 | 90.2 |
| 河源—龙羊峡 | 388.6 | 511.7 | 413.2 | 544.0 | 24.6 | 32.3 | 94.1 |
| 龙羊峡—兰州 | 382.4 | 356.6 | 412.6 | 384.8 | 30.4 | 28.2 | 92.7 |
| 兰州—河口镇 | 176.0 | 283.3 | 182.9 | 294.5 | 6.3 | 11.2 | 96.2 |
| 河口镇—龙门 | 312.1 | 349.8 | 338.9 | 379.8 | 26.7 | 30.0 | 92.1 |
| 龙门—三门峡 | 405.2 | 770.8 | 478.6 | 910.5 | 73.4 | 139.7 | 84.7 |
| 三门峡—花园口 | 592.1 | 245.9 | 657.1 | 272.9 | 65.0 | 27.0 | 90.1 |
| 花园口以下 | 580.1 | 131.1 | 681.5 | 154.0 | 101.4 | 22.9 | 85.1 |
| 鄂尔多斯内流区 | 152.7 | 69.8 | 165.6 | 75.7 | 12.9 | 5.9 | 92.2 |

从表 3-13 可以看出，以 2000 年《黄河水资源公报》数据为基准，本次反演结果偏差最大的是龙一三区间，偏差约为 15%，偏差最小的为兰州—河口区间，偏差为 6%。通过结果对比可以看出本次反演结果具有两个特点：其一，所有区间反演结果都偏小，表明在反演过程中可能存在系统偏差问题；其二，总体来说，雨量小的地区反演的精度相对要高，从这一点来说，本研究方法更适合于我国干旱半干旱地区。

总的来说，本次预测的精度总体达到 90%，最大偏差也仅 15.3%，反演结果比较理想。

## 二、讨论与展望

从前一节遥感反演的结果校验来看，本次黄河流域水循环要素中，降水和蒸散的反演精度相对较高，整体约为 90%，由此通过简单的流域水量平衡方程匡算出来的径流精度却不理想，为在下一步工作中进一步提高各循环要素的反演精度，使其能够满足生产实践的精度需求，有必要在这里对各要素反演中影响精度的问题和因素进行深入探析，然后对反演模型进行相关修正，使其能够真正指导黄河流域的水事活动。

利用 GMS 卫星云图反演降水有着良好的物理基础，配合地面降水实测数据进行融合，从理论上应当取得很高的精度。而本次反演的精度总体为 90.2%，最大偏差为 15.3%，与预想精度有一定差距。本次反演结果偏差存在一个共性，就是反演结果一律较实测结果小，且下游整体偏差较上中游大。

造成上述系统偏差产生的原因有两个：其一，本次在对卫星云图和地面降水实测值进行融合过程中，采用的是各国上报国际气象组织的 GTS 站点数据。事实上，气象站点信息主要服务于人们日常生活，因此在站点布设时都集中于人口稠密地区，如城市及其周边地区，这些城市多集中于平原、盆地地区。另一方面，影响降水的因素除了大气环流以外，一些中观或微观因子也起到一定作用，如地形降水等，造成降水的地区分布通常是山区大于平原，因此 GTS 雨量站点数据在宏观代表性上存在一定的局限性，由此为基础进行融合所建立的模型反演结果与基于水文系统雨量观测计算出来的流域面雨量相比有可能偏小，这可能是造成本次反演结果偏小的主要原因；其二，CEWBMS 系统是基于全中国范围的系统，所建立的雨量-云生存期模型对于全国区域尺度构建的，在进行尺度内缩应用于个别流域时，必须进行模型调参等处理过程，而本次研究过程中由于时间和数据等原因未能进行这部分工作，可能造成降水反演的系统偏差。

### （一）降水年内分配

根据第四章黄河流域降水反演结果，河源—龙羊峡、龙羊峡—兰州、兰州—河口镇和河口—龙门四个二级流域降水的年内分配见图 3-15。龙门—三门峡、三门峡—花园口、花园口以下和鄂尔多斯内流区四个二级流域降水的年内分配见图 3-16。

从图 3-16 和图 3-17 可以看出，黄河流域 2000 年降水具有以下特点：

1）年内降水具有明显的雨季和枯季之分，雨季约始于 4～5 月，9～10 月份基本

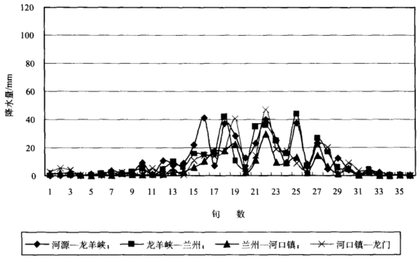



图 3-15　河源—龙羊峡、龙羊峡—兰州、兰州—河口镇和河口—龙门
四个二级流域降水的年内分配图

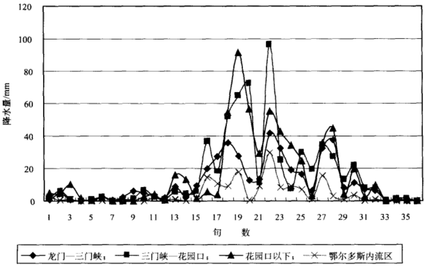



图 3-16　龙门—三门峡、三门峡—花园口、花园口以下和鄂尔多斯内流区四个二级
流域降水的年内分配图

结束。

2）从二级流域对比来看，上游流域的雨季开始要早于下游，且上游年内降水较下游平均，而下游单旬雨量要较上游要大，表现渭上游地区降水年内分布曲线多峰但较均

一，下游地区峰少但峰值较大，即下游降水的 CV 值要大于上游地区。

3）从极值来看，2000 年单旬降水最大值是三门峡—花园口，其次是花园口以下区间，而这两个区间也是流域年降水量最大区间。

## （二）降水的空间分布

将黄河流域逐月降水反演结果累加成年度降水，得到 2000 年降水分布状况，黄河流域相关省份 2000 年实际降水反演合成结果的分布见图 3-17。

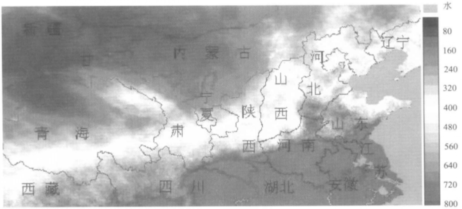



图 3-17　黄河流域 2000 年降水反演分布

从上图可以清晰地看出，2000 年我国北方降水地总体从东南到西北逐渐减少的趋势，400m 分界线经由辽宁、河北、山西南部、陕西、甘肃南端、青海南部和西藏横贯我国。

黄河流域相关省份 2000 年 5～9 月实际降水反演合成结果的分布见图 3-18。

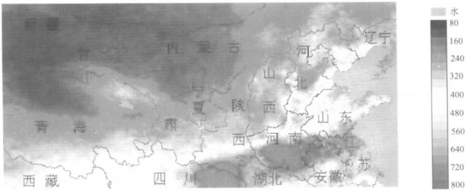



图 3-18　黄河流域 2000 年 5～9 月降水反演分布

从 2000 年 5～9 月降水反演分布看出，与黄河流域相关省区降水分布总体趋势与全年大致相当，在河南西南、四川与湖北交界处形成两个降雨中心。

需要说明的是，为划分干旱半干旱地区降水地大区域差别，在上述图像处理过程中，将实际降水在 800mm 以上的都划为一类，用同一种颜色表示。这样的处理在大区域降水对比结果反映较好的同时，可能对于降水较大的地区小区域结果对比上可能有所缺陷。但对于黄河流域来说，由于绝大部分地区降水都不超过 800mm，因此这样处理在实际研究中是可以接受的。

# 第四章　黄河流域蒸散信息的遥感反演

## 第一节　流域蒸散遥感反演原理与方法

蒸散是地表能量与水平衡系统的重要环节，是流域水循环的重要控制因子之一。蒸散的时序变化和空间分布情况是水资源管理、规划和研究的重要内容。同时它对于生态用水研究、环境、农业等领域具有重要的意义。因此，提供大面积的、准确的蒸散数据具有尤其重要的意义。区域的蒸散发主要包括水面蒸发、土壤蒸发和植物蒸腾，其中水面蒸发主要受气象条件和热量条件的影响，而土壤蒸发和植物蒸腾不仅受气象条件，而且还受土壤特征、植被类型以及供水条件等多方面影响，相对要复杂得多。由于其机理复杂，控制要素繁多，相对降雨和径流而言，区域蒸散的实地测量十分困难，通常都是根据相关信息进行估算。蒸散的计算以土壤-植被-大气系统（SPAC）能量交换和物质转化为基础，根据计算方法的侧重点不同可以归纳为三类：一类是从蒸散的物理机制出发，运用数值法进行的理论模拟；二是利用仪器观测的参数对蒸散进行推算；三是近年来兴起并逐步向实用化发展的遥感反演方法。

### 一、区域蒸散计算的研究动态

广义的陆面蒸散是指一个区域各种下垫面条件下的总蒸散，也称区域蒸散，包括水域、土壤等的蒸发和植被蒸腾。虽然陆面蒸散过程和计算测定方法复杂多样，但从系统论的角度来看，陆面蒸散过程实际上就是水分从土壤系统或植物生态系统运移到大气系统的过程，因此其研究方法的立足点包括大气和地表系统，如许多以气象学为基础的经验公式和数理统计方法、微气象学方法以及遥感测定方法。

早在19世纪初期，Dalton的蒸发理论就揭示了蒸发与温度、风速的联系机理，此后Bowen利用能量平衡原理提出的波文比的概念，反应了蒸发过程中显热和潜热的关系。20世纪中期，Thorthwaite和Penman提出了蒸发能力（潜力）的概念，并由Penman提出计算表达式，蒸发的研究进入相对比较完善的阶段。

目前区域蒸发的研究主要从以下几个方面开展：其一是将具有物理基础反应下垫面特性的单点模型，形成网络或是进行尺度扩展，然后运用到区域上建立大尺度区域蒸发模型，（Stannard，1993；Dunin，1991；黄贤庆，刘新仁，2000）；其二是忽略蒸散发动力学过程，大范围整体估算区域蒸散发。如国外对于较大陆面尺度蒸发量的计算，在有充分降水资料的情况下，水量平衡法仍广泛被运用，无径流区蒸发量的计算，较为熟悉的有。其三是依据地表小尺度变异性在混合层中均一化的特点，建立大气混合层（CLB）模型（Mc Naugth，Spriggs，1986；Raupach，1991），根据层内温度和湿度廓线计算混合层内的水汽变化量，进而推求出较大尺度范围区域蒸散发（Tenneks & Driedonks，1981；Cleugh，1991）；其四是建立植物—大气的相互作用模型，包括大叶

模型（Monteith，1965；Noilhon，1989）、单层模型（Deardoff，1978；Sellers，1986）和多层模型（van de Griend，1989；Siebert & Sieers，1992,），实现地面生物物理模型和大气模型的链接来模拟区域水汽通量（Klaassen，1992）。从上述研究可以看出，如何将易于获得的小尺度上物质和能量传输过程拓展到区域尺度上，以及如何将大尺度物质和能量的传输表象用于反映区域蒸散发过程，成为区域蒸散发研究的重点。

在陆面蒸发量计算过程中，常常碰到蒸发能力的概念，但除饱和湿润地区外，天然条件下的蒸发能力很难测定，为此国外提出了许多确定蒸发能力的方法，如用蒸发计或水池的水面蒸发量替代蒸发能力，如 Thornthwaite（1948）根据美国中部日平均气温与月平均蒸发能力之间的相关资料建立了月蒸发能力的计算公式；有的从能量平衡着手，通过蒸散发的能量消耗来计算蒸散发值，如布德科（Будbrко）经过热量方程的分析和理论计算，发现消耗于湿润表面蒸发的热量，几乎等于辐射平衡值与土壤热流的差值；Penman（1948）综合热量平衡法和空气动力学提出了日蒸发能力计算公式。Priestly 和 Talor（1972）通过对 Penman 公式进行分析研究，并参考流域的作物蒸腾，得到流域实际蒸散发计算公式，Yates 和 Strzepek（1994）采用这种方法建立了流域蒸发能力 PET 模型，选择了非洲的 Blue Nile、波兰的 Vistula 等多个流域进行模拟，并与其他模型进行比较，效果最优，1996 年英爱文将此方法移植到我国辽河流域，用于分析流域水资源对气候变化的响应。

值得一提的是，在陆面蒸散发研究当中，由于农田节水和作物保护的推动，近年来关于作物蒸腾与潜水蒸发研究已经成为其中的重点，并取得较大的进展。对于植物的蒸腾研究，大多数将其和土面蒸发合并为土壤水腾发，然后利用系数分摊的方法计算植物的蒸腾量，如 Richie 和 Burnett（1971）研究了棉花和稻谷作物与叶面积指数 LAI 的关系，得到了经验计算公式；朱景武（1988）对吉林省水稻蒸发蒸腾量系数分摊的计算；Sakuratani 和 Sharhan（1989）也对分摊系数的变化规律和计算方法作了研究。

我国在蒸散的测定研究始于 20 世纪 50 年代，水文和气象部门在太湖、三门峡、官厅水库、上诠、三盛公、南四湖等地都设立了水面蒸发试验基地，推动了蒸发试验的开展（刘昌明，2001）。进入 20 世纪 80 年代，中国科学院和水利部门开始引进土壤蒸渗仪，直接测定陆面蒸发，如中国科学院在禹城、滦城等实验站利用大型蒸渗仪对农业生态系统的蒸散发进行测定。由于大型称重式蒸渗仪设备价格昂贵，近年来微型蒸发器由于其便捷、价廉等特性近几年来愈受亲睐。1994 年滦城试验站采用玉米、大豆作为供试作物，利用 Micro-lysimeterc 测定其棵间蒸发和同期裸地蒸发，发现麦茬对玉米田的土壤蒸发有一定的抑制作用（王会肖，1997）。中国水利水电科学研究院水利研究所在河北雄县试验站分别用两种规格得微型蒸发器（mini-lysimeter 和 micro-lysimeter）测定小麦棵间蒸发强度和裸地土面蒸发强度（刘钰，1999）。

在作物蒸腾与潜水蒸发研究方面，康绍忠（1995）从植物冠层内部能量分配比例出发，建立了一个较为实用的能反映分摊系数日变化规律的计算模式；刘钰等（1997）引入了参照腾发量的概念，并对比了彭曼-蒙特斯公式和修正彭曼公式在河北北部的计算结果，建议在中国使用标准化的彭曼-蒙特斯方程来计算参照腾发量和校正其他方法得到的作物系数。另外，国外也有一些学者将土面蒸发与植物蒸腾分开建立数学模型，如

Nichols（1993，1994）估算了潜水湿生植物和牧林的蒸腾量，李品芳计算了毛乌素沙地和草地各自的蒸散特征（李品芳，李保国，2000）等。在水面蒸发方面，主要研究集中在针对区域水面蒸发的实际情况对原有计算方法或参数加以修正，如利用陆地大型蒸发池确定水库（湖泊）蒸发的代表性问题的探讨（闵骞，1990），以及对彭曼公式的修正（卞毓明，朱英清，1997），或是建立适合区域范围的经验公式，如太湖水面蒸发模型和适用于全国范围的水面蒸发模型的建立（毛锐，1997；李万义，2000）。

随着现代空间信息技术的快速发展，区域蒸散计算所需的多种地面参数可以从遥感数据中反演而得。卫星遥感信息具有宏观、便捷、快速等特点，因此，利用遥感数据反演区域蒸散逐步成为计算蒸散的主要手段。

## 二、区域蒸散遥感反演的原理与方法

### （一）区域蒸散遥感反演的基本原理

区域蒸散遥感反演建立在理论模拟和地面观测两种方法的基础之上。前者是确定算法和参数率定的理论依据，后者提供地面辅助资料和验证数据。从上世纪 80 年代中后期以来，各国学者从不同角度出发，提出了多种反演思路，目前比较成熟和得到广泛应用的是基于能量平衡的方法。

#### 1. 基本原理

蒸散是土壤-植物-大气（SPAC）系统能流运动的重要环节，蒸散的计算依赖于对陆地表层能量分配机制的剖析和认识。在地球表层，存在多种形势的能量交换过程，除分子热传导、辐射和对流这三种基本方式外，还存在着平流、湍流和因水的相变而引起的热量转换形式。对于地表净辐射来说，其能量分配形式主要包括以下几部分，即用于大气升温的显热通量，用于水分蒸发（凝结）的潜热通量以及用于土壤（或其他下垫面）升温的土壤热通量，另外还有一部分消耗于植被光合作用和生物量增加，这一部分能量与区域的植被状况有关，但通常所占比例较小，常常被忽略不计。

陆地表层的能量分配与水平衡状况可以用能量平衡方程和水平衡方程加以表示（图 4-1）。在能量平衡方面，太阳全球辐射（$I_g$）经过大气的散射作用后到达地物表面，实际为地表所利用的那部分太阳能量称为净辐射（$I_n$），它们是地表能量平衡方程的关键变量。地表某一点的能量平衡可表示为

$$I_n = H + LE + G + B \tag{4-1}$$

式中 $I_n$ 为地表净辐射通量（Net radiation flux），$W/m^2$；$H$ 为地表至大气的显热通量（Sensible heat flux），$W/m^2$；$LE$ 为地表至大气的潜热通量（Latent heat flux），即以能量为单位的实际蒸散，$W/m^2$；$G$ 为由地表进入土壤层的热通量（Soil heat flux），$W/m^2$；$B$ 为生物质能消耗（Biomass absorbed energy），$W/m^2$。

由式（4-1）可知，以能量为单位的实际蒸散可以按下式计算：

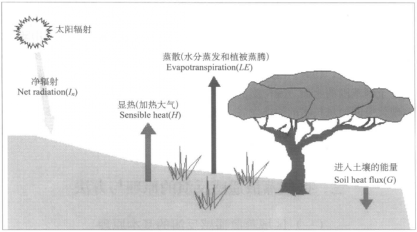



图 4-1　地表能量平衡示意图（Rossema，1988）

$$LE = I_n - H - G - B \tag{4-2}$$

地表能量的分配主要通过两种外在形式表现出来：一是温度的变化，包括大气和土壤温度的变化；其二是水的相变。因此，要计算蒸散，必须确定四个参数：净辐射 $I_n$、显热通量 $H$、土壤层的热通量 $G$ 和生物质能消耗 $B$。流域蒸散信息遥感反演的实质，就是通过卫星传感器接收的反射或辐射信息，结合地面观测资料，在 SPAC 系统能量流动和物质转换机理支持下，分别建立模型估算蒸散的四个参数，从而得到流域面上的蒸散值及其时空分布。下面将对这四个参数的确定分别进行阐述。

**2. 地表净辐射 $I_n$ 的计算**

太阳辐射能是地球表面生生不息运动与生命的能量源泉。地面在获取太阳辐射能的同时也因为自身的有效辐射而丧失能量，所吸收的辐射能和损失辐射能之差就是地表净辐射（图 4-2）。地表净辐射可以用下列方程表示：

$$I_n = (1-a)I_g - L_{\uparrow} + L_{\downarrow} \tag{4-3}$$

式中 $I_n$ 为地表净辐射；$I_g$ 为太阳总辐射；$a$ 为反射率；$L_{\uparrow}$ 为地面长波辐射；$L_{\downarrow}$ 为大气长波辐射。

对于上式中各分项可以通过下列方程求得。

（1）太阳总辐射

$$I_g = tS\cos(i_s) \tag{4-4}$$

式中 $S$ 为太阳常数，单位为 W/m$^2$，其值介于 1325.8～1395.6 间；$t$ 为大气辐射传输系数；$i_s$ 为太阳高度角。

（2）地面长波净辐射

辐射是能量传输的一种形式，宇宙中的任何物体，只要其温度高于绝对零度，都能

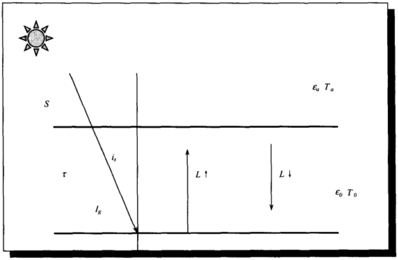



图 4-2　地表太阳辐射收支示意图

够以辐射的形式向外界放射辐射能，所传输的辐射能总量与其自身绝对温度的四次方成正比，即斯蒂芬-玻耳兹曼（Stefan-Boltzmann）公式：

$$E = \sigma T^4 \tag{4-5}$$

式中 $\sigma$ 为 Stefan-Boltzmann 常数，数值上等于 $5.67\times10^{-8}$W/（$m^2\cdot K^4$）。

$$L_\uparrow = \varepsilon_0\sigma T_0^4 \tag{4-6}$$

$$L_\downarrow = \varepsilon_0\varepsilon_a\sigma T_a^4 \tag{4-7}$$

地表辐射与温度间的关系方程式如下：

$$L_\uparrow(T_0) = L_\uparrow(T_a) + (\partial L_\uparrow/\partial T)(T_0 - T_a) = (\varepsilon_0\sigma T_a^4 + (4\varepsilon_0\sigma T_{avg}^3))(T_0 - T_a) \tag{4-8}$$

地面长波净辐射的计算方程如下：

$$L_n = (\varepsilon_0\sigma T_a^4 + (4\varepsilon_0\sigma T^3))(T_0 - T_a) - \varepsilon_0\varepsilon_a\sigma T_a^4 = \varepsilon_0(1-\varepsilon_a)\sigma T_a^4 + 4\varepsilon_0\sigma T^3(T_0 - T_a) \tag{4-9}$$

式中 $T_0$ 为地面温度；$T_a$ 为大气温度；$\varepsilon_0$ 为地表比辐射率；$\varepsilon_a$ 为大气比辐射率，可用 Brunt 方程估计，其中空气湿度采用气候值；$\sigma$ 为 Stefan-Boltzmann 常数。

**3. 显热通量 *H* 的计算**

显热通量主要通过大气的湍流扩散完成的，因此大气近地表的湍流活动是决定感热通量的关键要素。大气近地表层是指地表 20～100m 高度以下的大气底层，大气和地表之间的热量、动量和水汽交换大多是由近地面的各种过程来调整的。近地表层气流实质

上是固体壁附近的可压缩湍流（黄洪峰，1997）。描述流体运动的基本方程由三个动量守恒方程（Navier-Stokes 方程）、一个质量守恒方程（连续性方程）、一个热力学能量守恒方程和一个状态方程组成。它们全面描述了风速、气压、气温、空气密度等参数在三维空间的分布情况以及随着时间推移的变化情况。

以能量守恒原理和边界层输送理论为基础，可以对地球表面与大气之间显热通量进行数值描述。根据边界层输送理论，来自下垫面的显热通量必须经过大气近地面层输送，才能进入上层大气中。大气运动属高度湍流性质，风速、气压等都是随机场，上述六个方程事实上都是随机微分方程。为了计算的可操作性，可以通过适当的假设略去其中量级较小的项，从而导出近地面层垂直方向湍流通量不变的特性（黄洪峰，1997），因此，可以推导出近地面层大气湍流影响下的显热通量的简介描述：显热通量可以表示为热量阻抗、大气密度等的函数，即

$$H = -\rho C_p K_T \frac{\partial T}{\partial Z} \tag{4-10}$$

式中 $\rho$ 为空气密度，标准状态下为 $1.29\times10^{-3}$g/cm$^3$；$C_p$ 为空气热容，J/kg · ℃；$\frac{\partial T}{\partial Z}$ 为垂直空气温度梯度；$K_T$ 为湍流热交换系数。

由上式可以看出，显热通量大小决定于湍流交换系数和温度梯度，其中湍流交换系数与下垫面的糙率、地形起伏有关，并具有明显的日变化。感热通量一般具有山地大于平原、陆地大于水面、森林地大于空旷地、空旷地大于林内、干燥地区大于湿润地区等特点（黄洪峰，1997）。

Brown 和 Rosenberg 根据能量平衡原理，提出了显热通量的阻抗模型；Penmam-Monteith 等对上式进行实例化：

$$H = -\rho C_p (T_a - T_0)/r_a \tag{4-11}$$

式中 $T_0$ 为蒸散表面温度（裸土：地面温度；植被覆盖地区：冠层表面温度）；$T_a$ 为空气温度（高度 $Z=2.0$m）；$r_a$ 为它依赖于地球表面的粗糙度。

在上式中，地表温度和空气温度可以由卫星热红外通道的辐射值反演，和空气密度热容可以用常规方法获得，空气动力学阻抗是一系列系统阻力的函数，下面对其组成要素和参数率定做较为详细的说明（黄洪峰，1997）。

（1）土壤阻力 $r_{ss}$　土壤阻力一般采用根据实验资料建立的经验关系。林家鼎、孙菽芬根据实测资料给出如下经验公式：

$$r_{ss} = b_1 + a\ (\theta_s/\theta)\ b_2 \tag{4-12}$$

式中 $\theta_s$ 为土壤的饱和含水率；$\theta$ 为表层 5cm 土层的平均含水率；$a$，$b_1$，$b_2$ 为经验常数。

（2）空气动力学阻力 $r_{aa}$　当不考虑空气层结的稳定性因素时，冠层动量汇处到参考高度处的空气动力学阻力按下式计算：

$$r_{aa} = [\ln z - d/z_0]^2/k^2 U \tag{4-13}$$

式中 $U$ 为高度 $z$ 处的风速；$d$ 为 0 平面位移；$z_0$ 为冠层粗糙高度与作物高度 $h_c$ 有关。

$$d = 0.667\ h_c \tag{4-14}$$

$$z_0 = 0.123\ h_c \tag{4-15}$$

（3）冠层边界层阻力 $r_{ac}$　　Jones 给出了冠层边界层传导率公式：

$$Gb(z) = a\left[u(z)/W_L\right]^{1/2} \tag{4-16}$$

式中 $a=0.01\text{ms}^{-1/2}$，$u$（$z$）为冠层内 $z$ 处风速；$W_L$ 为叶片宽度；其余符号意义同前。冠层内风速近似呈指数分布，即

$$u(z) = u(h_c)\exp[\beta(z/h_c - 1)] \tag{4-17}$$

式中 $u$（$h_c$）为冠层顶部风速；$\beta$ 为风速衰减系数。

对于整个冠层，Choudhury 给出单位叶面积平均传导率的表达式（4-18）：

$$\overline{g_b} = \frac{2\alpha}{\beta}\left[\frac{u(h_c)}{W_L}\right]^{1/2}\left[1 - \exp(\beta/2)\right] \tag{4-18}$$

式中 $L$ 为自冠层顶部向下累积的叶面积指数，冠层顶部为 0，底部为 LAI。假定叶面积指数自顶向下均匀分布，则有

$$\overline{g_b} = 2a/\beta[u(h_c)/W_L]^{1/2}[1 - \exp(-\beta/2)] \tag{4-19}$$

冠层边界层阻力为

$$r_{ac} = 1/LAI\ \overline{g_b} \tag{4-20}$$

式中 $LAI$ 为叶面积指数，可以通过可见光、近红外遥感信息反演。

（4）冠层内空气动力学阻力 $r_{as}$　　冠层内空气动力学阻力为地表到冠层动量汇之间的水汽、热、动量的传输阻力。$r_2$ 可以表示为（黄洪峰，1997）

$$r_{as} = \int_{z_3}^{d+z_0} dz/k(z) \tag{4-21}$$

式中 $z_s$ 为土壤表面粗糙度，取 0.01m；$k$（$z$）为冠层内动量涡动扩散率。在均匀冠层中，认为服从指数分布：

$$k(z) = k(h_c)\ \exp[\zeta(z/h_c - 1)] \tag{4-22}$$

式中 $\zeta$ 为衰减系数，依植被类型其值在 2～4 间变动。通过积分得

$$r_{as} = h_c\exp(\zeta)/\zeta k(h_c)\{\exp(-\zeta z_s/h_c) - \exp(-\zeta d + z_0/h_c)\} \tag{4-23}$$

**4. 土壤热通量 $G$ 的计算**

土壤热通量是借助分子热传导地方式实现的，其大小与土壤的温度梯度和土壤导热率成正比（黄洪峰，1997），即

$$Q_s = -\lambda\frac{\partial T}{\partial Z} \tag{4-24}$$

式中 $Q_s$ 为土壤热通量；$\lambda$ 为土壤导热率；$\frac{\partial T}{\partial Z}$为热流方向的温度梯度。

用导温率来表示上述式子，即

$$Q_s = -C_\rho K \frac{\partial T}{\partial Z} \tag{4-25}$$

式中 $C_\rho$ 为土壤热容量；$T$ 为土壤导温率。

进一步的研究表明，地表土壤热通量 $G_0$（$Z=0$）可以由下式计算：

$$G_0 = R_n \cdot [\Gamma_c + (1-f_c) \cdot (\Gamma_s - \Gamma_c)] \tag{4-26}$$

式中 $G_0$ 为地面土壤热通量；$\Gamma_c$ 为冠层比例系数；$\Gamma_s$ 为裸土比例系数；$f_c$ 为植被覆盖率。

在地表全部被植被覆盖时，地面土壤热通量 $G_0$ 与净辐射 $R_n$ 的比值 $\Gamma_c=0.05$（Monteith，1973），而裸土时，$\Gamma_s=0.315$（Kustas et al.，1989）。在植被部分覆盖地区，引入参数——植被覆盖率 $f_c$ 来描述植被的不同覆盖程度，而 $f_c$ 从遥感数据中获得

$$f_c = \frac{DNVI - NDVI_{\min}}{NDVI_{\max} - NDVI_{\min}} \tag{4-27}$$

式中 $f_c$ 表示植被覆盖度；$NDVI_{\min}$ 和 $NDVI_{\max}$ 分别是植被覆盖为 5％和 98％时的 NDVI 值。根据我国主要农作物产区的 NOAA AVHRR 资料，植被覆盖为 5％左右时，$NDVI$ 趋近于 0，为计算方便，$NDVI_{\min}$ 一般取接近于 0 的数，如 0.001（张佳华，1998）；植被接近全覆盖时，$NDVI$ 一般小于或等于 0.5 左右，故取 $NDVI_{\max}=0.5$。当没有 $NDVI$ 数据时（如 GMS 数据，只有可见光和热红外波段，而没有近红外波段），可以利用大比例尺的土地利用数据（如 1∶10 万、1∶1 万）中推算 $f_c$。

**5. 蒸散的确定**

潜热通量是水分相变过程中消耗的能量，主要用于克服水气相面间的水汽压力差。通过上述推导过程，可以总结出能量平衡方程（式 4-2）中的各项，从而得出潜热通量 $LE$。其中 $L$ 为汽化热通量，单位为 J/kg，可用下式计算：

$$L = [2.501 - 0.00237 * T_{air}] \times 10^6 \tag{4-28}$$

式中 $T_{air}$ 为气温（℃）。

**6. 从瞬时蒸散到每日蒸散**

卫星遥感是以一定的时间间隔对地面进行采样，例如对应美国的陆地资源卫星 Landsat 来说，其间隔为 16d，极轨气象卫星如 NOAA 为 1d，中尺度的 Terra MODIS 为 12h，而静止气象卫星每小时观测一次。无论是哪种信息源，其反映的都是地表某一特定时刻的状态，因此在实际应用中还存在从某时刻的值到某时段（如每天）值的转换过程。

在求出蒸发比以后，日蒸发量可以由式 4-29 确定（黄洪峰，1997）

$$E_{daily} = 8.64 \times 10^7 \times \overset{24}{\underset{0}{\Lambda}} \times \frac{R_n - G_0}{\lambda \rho_w} \tag{4-29}$$

式中 $E_{daily}$ 为实际日蒸发量，单位为 mm/d；$\overset{24}{\underset{0}{\Lambda}}$ 为日蒸发比，在蒸发比已知的情况下可通过 SEBS 估算；$R_n$ 为日净辐射通量；$G_0$ 为土壤日热通量；$\lambda$ 为汽化潜热通量

(J/kg)；$\rho_w$为水的密度（kg/m$^3$）。

由于白天的下行通量与夜间的上行通量大致相当，因此土壤日热通量约等于零。因此日蒸发量仅仅取决于净辐射通量，如式 4-30：

$$E_{daily} = 8.64 \times 10^7 \times \bigwedge_0^{24} \times \frac{R_n}{\lambda \rho_W} \tag{4-30}$$

日净辐射的计算如式 4-31：

$$R_n = (1-\alpha)K_{24}^{\downarrow} + L_{24} \tag{4-31}$$

式中 $K_{24}^{\downarrow}$为日总入射辐射量，由式 4-32 给出：

$$K_{24}^{\downarrow} = 435.2T_r \cdot D \cdot (w\sin(lat)\sin(\delta) + \cos(lat)\cos(\delta)\sin(\omega)) \tag{4-32}$$

式中 $T_r$ 为大气投射率；$D$ 为地球与太阳之间的距离；$lat$ 为观测点的纬度；$\omega$ 为太阳时角（solar hour angle）；$\delta$ 为太阳偏转角（solar declination）。其中

$$\delta = 0.409\sin(0.0172D_{day} - 1.39) \tag{4-33}$$

$$D = 1 + 0.33\cos(0.0172D_{day}) \tag{4-34}$$

$$\cos(\omega) = -\tan(lat) \cdot \tan(\delta) \tag{4-35}$$

式中 $D_{day}$为 Julian 天数（Julian day number）。

$L_{24}$为日净长波辐射，由式 4-36 给出：

$$L_{24} = \varepsilon_a \sigma T_{air}^4 - \varepsilon \sigma T_0^4 \tag{4-36}$$

式中 $\sigma$ 为 Stefan-Boltzmann 常数；$\varepsilon_a$ 为干净天空的发射率，可由式 4-37 计算（Campbell and Norman，1998）：

$$\varepsilon_a = 9.2 \cdot 10^{-6} \cdot (\overline{T}_a + 273.15)^2 \tag{4-37}$$

式中 $\overline{T}_a$ 为日平均气温。

日平均显热通量是在假定能量分配在一天中为常数、以及在一天中 Bowen 比为常数的情况下求得的。

## 第二节　黄河流域蒸散的遥感反演

### 一、蒸散量遥感反演的基本原理

区域蒸散量取决于两方面因素：其一为气候因素，包括区域蒸散发的水汽来源和供给蒸散所需的能量；其二是自然地理因素，包括地形坡度、下垫面限制、植被覆盖状况等等。实际上，上述两方面因素对区域蒸散的影响是通过影响能量在显热通量、感热通量和土壤热通量三者间的分配来实现的。如前所述，地表能量分配可用方程表示如下：

$$LE = I_n - H - G - B \tag{4-38}$$

式中 $I_n$ 为地表净辐射通量（Net radiation flux），W/m$^2$；$H$ 为地表至大气的显热通量（Sensible heat flux），W/m$^2$；$LE$ 为地表至大气的潜热通量（Latent heat flux），即以能量为单位的实际蒸散，W/m$^2$；$G$ 为由地表进入土壤层的热通量（Soil heat flux），

W/m$^2$；$B$ 为生物质能消耗（Biomass absorbed energy），W/m$^2$。

在实践操作过程中，对于地表能量平衡方程，其 $I_n$ 可以通过方程 4-38 来求取。对于 $G$ 来说，在一个相对较长的时段内（数日或一日内），$G$ 的上行通量（夜间）和下行通量（白天）大致平衡，因此其总体在数值上 $G$，$B$ 的变化与其他两项相比很小，可以忽略不计。

因此式 4-38 可以进一步简化为

$$LE = I_n - H \tag{4-39}$$

事实上，由下向上传输水汽（$E$）和传输热量，从机制上来说并没有差异，前者决定于两者的水汽压力差，后者决定于温度差。而温度的变化可以很方便地通过遥感信息计算。

在黄河流域水循环研究中，根据研究区实际情况和研究需求，我们选择静止气象卫星 GMS-5 为主要信息源（GMS-5 数据的特征介绍见第 2 章），利用其对地表高频率的采样（每 1 小时采样 1 次），从每小时的影响数据中，提取逐日的求算蒸散的关键参数。由 GMS 卫星数据的可见光和热红外波段反演蒸散的具体操作步骤如下。

（1）定标　对于 GMS 卫星数据的可见光和热红外波段分别进行定标：热红外（TIR）波段根据卫星数据提供的定标系数；可见光（VIS）波段：用地表特征及积雨云反照率作为参考，生成定标曲线进行标定。定标后，VIS 计数值转换成行星反照率，TIR 计数值转换成行星温度。

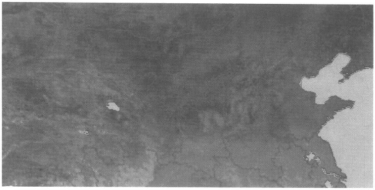
（2）大气校正　大气校正的传输模型以康德拉切夫（Kondratyev，1969）提出的大气传输模型为基础，Rossema 扩展了该模型，在消光系数中同时包含吸收和散射的作用（Rossema，1998）。太阳总辐射的大气透过率是光学厚度的函数，一旦已知了光学厚度，通过大气辐射传输模型，就可以从行星反照率推导出大气透过率（$t$）和地表反照率（$A$）。地表吸收的太阳辐射占总太阳辐射的 $t$（1−$A$）。

（3）云检测　云检测用来区分某象素是晴空还是有云。取 200×200 象素子窗口，可以找到该子窗口的最高亮温，在该旬正午热红外图像上滑动，得到该旬最大正午地表温度图像；用同样方法从该旬全部正午可见光图像上提取该旬最小反照率图像。上述两幅图像代表的都是无云时的情况。采用一系列测试来判断某象素是否有云。

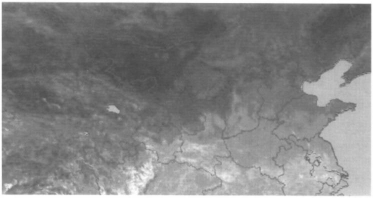
（4）地表反射率计算　地表反射率是控制地表净辐射并进而影响地表及低层大气的加热率的重要参数。遥感反演地 表反射率已有很多成熟的方案，可以直接从遥感数据获取地表反射率。Pinty 等针对气象卫星宽带数据，Nunez 等针对 GMS 数据以及 Brest 等 针对 Landsat 数据都发展了反演地表反射率的方法。

## 二、蒸散量遥感反演的主要成果

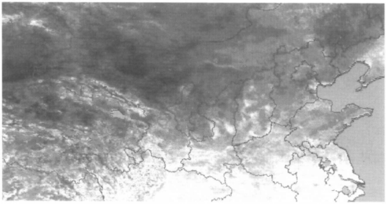
图 4-3 为本次研究中计算的黄河流域 2000 年逐月蒸散反演结果。



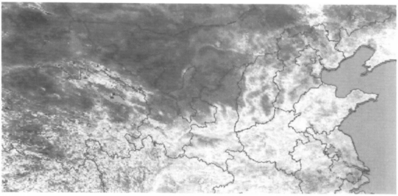
a. 1月



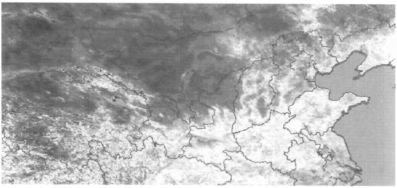
b. 2月



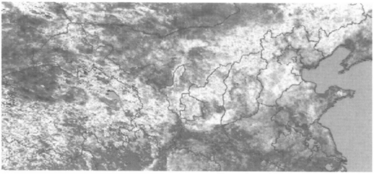
c. 3月



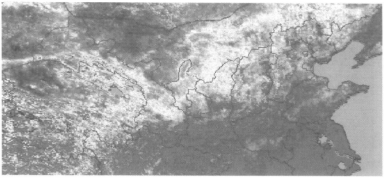
d. 4月



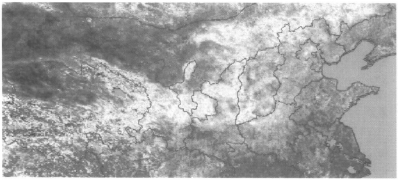
e. 5月



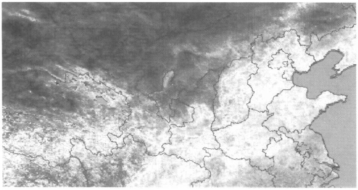
f. 6月



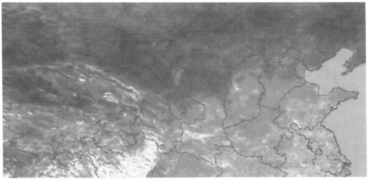
g. 7月



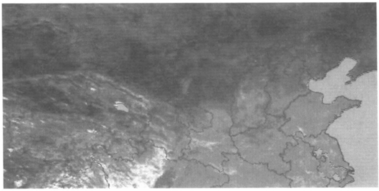
h. 8月



i. 9月



j. 10月



k. 11月



l. 12月

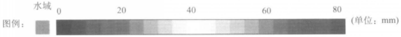



图 4-3　黄河流域的蒸散量月度计算结果（2000 年）

2000年黄河流域各二级区每旬平均实际蒸散反演结果见表4-1。

**表4-1　2000年黄河流域实际蒸散反演结果（单位：mm）**

| 月份 | 旬 | 河源—龙羊峡 | 龙羊峡—兰州 | 兰州—河口镇 | 河口镇—龙门 | 龙门—三门峡 | 三门峡—花园口 | 花园口以下 | 鄂尔多斯内流区 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1月 | 上 | 2.24 | 1.59 | 1.87 | 2.26 | 1.63 | 2.15 | 2.12 | 2.11 |
| | 中 | 3.26 | 2.33 | 1.29 | 1.35 | 2.24 | 2.45 | 1.50 | 1.17 |
| | 下 | 3.55 | 3.33 | 1.60 | 1.41 | 3.19 | 3.79 | 2.63 | 1.35 |
| 2月 | 上 | 4.32 | 3.72 | 2.32 | 2.92 | 4.42 | 5.30 | 4.66 | 3.35 |
| | 中 | 3.65 | 2.95 | 1.80 | 2.26 | 4.49 | 6.29 | 5.38 | 1.15 |
| | 下 | 4.52 | 4.54 | 2.32 | 3.56 | 6.10 | 7.58 | 6.27 | 2.12 |
| 3月 | 上 | 7.58 | 9.98 | 2.45 | 1.21 | 5.33 | 5.57 | 6.31 | 1.19 |
| | 中 | 8.71 | 9.66 | 4.83 | 5.31 | 8.22 | 9.39 | 7.96 | 2.85 |
| | 下 | 10.76 | 10.45 | 7.42 | 8.02 | 11.15 | 12.13 | 13.23 | 6.46 |
| 4月 | 上 | 9.96 | 9.26 | 6.51 | 6.26 | 10.87 | 10.11 | 10.46 | 4.41 |
| | 中 | 12.50 | 8.95 | 5.35 | 8.90 | 10.93 | 13.70 | 15.31 | 5.57 |
| | 下 | 10.93 | 10.58 | 7.61 | 9.31 | 13.53 | 15.59 | 13.01 | 6.64 |
| 5月 | 上 | 15.14 | 12.59 | 6.57 | 6.72 | 12.47 | 16.26 | 15.39 | 5.64 |
| | 中 | 18.35 | 15.98 | 9.46 | 13.72 | 17.02 | 20.91 | 22.42 | 8.78 |
| | 下 | 16.28 | 14.65 | 8.61 | 11.39 | 14.14 | 14.79 | 19.24 | 6.71 |
| 6月 | 上 | 19.80 | 18.06 | 10.41 | 12.57 | 17.34 | 19.56 | 22.47 | 9.26 |
| | 中 | 20.76 | 15.49 | 11.40 | 13.74 | 17.35 | 25.74 | 18.02 | 10.36 |
| | 下 | 12.89 | 13.32 | 11.34 | 15.71 | 18.27 | 18.36 | 20.38 | 9.14 |
| 7月 | 上 | 17.97 | 19.95 | 13.20 | 14.12 | 19.15 | 18.92 | 21.59 | 11.67 |
| | 中 | 18.44 | 17.79 | 15.59 | 23.01 | 24.86 | 29.07 | 25.41 | 16.44 |
| | 下 | 14.62 | 11.58 | 11.47 | 13.60 | 20.69 | 27.54 | 25.21 | 10.50 |
| 8月 | 上 | 13.82 | 13.20 | 13.48 | 11.96 | 12.92 | 13.50 | 18.41 | 10.32 |
| | 中 | 15.72 | 15.70 | 11.08 | 16.38 | 18.24 | 20.21 | 22.04 | 11.11 |
| | 下 | 16.59 | 14.19 | 10.26 | 15.41 | 19.23 | 21.68 | 19.43 | 8.71 |
| 9月 | 上 | 14.33 | 11.60 | 8.33 | 11.48 | 15.32 | 16.96 | 17.39 | 7.37 |
| | 中 | 16.67 | 14.48 | 7.24 | 8.23 | 13.21 | 16.84 | 14.87 | 4.24 |
| | 下 | 7.42 | 5.92 | 5.28 | 6.29 | 6.30 | 10.00 | 11.84 | 5.68 |
| 10月 | 上 | 8.67 | 10.11 | 6.72 | 9.41 | 10.86 | 12.89 | 12.28 | 5.09 |
| | 中 | 3.87 | 3.78 | 4.72 | 6.27 | 6.52 | 0.91 | 6.30 | 5.41 |
| | 下 | 8.20 | 7.70 | 3.94 | 5.18 | 7.21 | 5.83 | 5.61 | 3.00 |
| 11月 | 上 | 6.89 | 4.67 | 3.55 | 4.22 | 6.01 | 5.53 | 6.64 | 3.28 |
| | 中 | 3.93 | 3.95 | 2.16 | 2.78 | 5.06 | 5.05 | 5.37 | 1.48 |
| | 下 | 5.38 | 5.32 | 1.92 | 3.12 | 5.92 | 6.27 | 6.38 | 1.43 |
| 12月 | 上 | 4.17 | 4.23 | 1.86 | 2.89 | 5.64 | 5.62 | 4.85 | 1.81 |
| | 中 | 3.30 | 3.41 | 1.51 | 2.32 | 4.29 | 5.19 | 4.90 | 1.22 |
| | 下 | 3.65 | 2.79 | 1.84 | 2.83 | 4.23 | 6.48 | 5.70 | 1.85 |
| $\sum$ | | 368.53 | 337.79 | 227.30 | 286.12 | 384.31 | 438.13 | 440.97 | 198.85 |

2000 年黄河流域各二级区每旬最大实际蒸散反演（以像元为基本统计单元）结果见表 4-2。

**表 4-2　2000 年黄河流域最大实际蒸散反演结果（单位：mm）**

| 月份 | 旬 | 河源—龙羊峡 | 龙羊峡—兰州 | 兰州—河口镇 | 河口镇—龙门 | 龙门—三门峡 | 三门峡—花园口 | 花园口以下 | 鄂尔多斯内流区 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1月 | 上 | 4.0 | 11.0 | 8.0 | 9.0 | 6.0 | 5.0 | 4.0 | 8.0 |
| | 中 | 4.0 | 8.0 | 10.0 | 6.0 | 6.0 | 6.0 | 4.0 | 3.0 |
| | 下 | 6.0 | 8.0 | 6.0 | 8.0 | 9.0 | 7.0 | 6.0 | 5.0 |
| 2月 | 上 | 8.0 | 10.0 | 8.0 | 8.0 | 12.0 | 8.0 | 8.0 | 6.0 |
| | 中 | 8.0 | 9.0 | 8.0 | 8.0 | 12.0 | 11.0 | 8.0 | 3.0 |
| | 下 | 11.0 | 18.0 | 9.0 | 12.0 | 15.0 | 12.0 | 11.0 | 5.0 |
| 3月 | 上 | 14.0 | 20.0 | 13.0 | 15.0 | 17.0 | 16.0 | 14.0 | 8.0 |
| | 中 | 17.0 | 22.0 | 17.0 | 17.0 | 19.0 | 20.0 | 17.0 | 12.0 |
| | 下 | 20.0 | 26.0 | 19.0 | 18.0 | 24.0 | 20.0 | 20.0 | 11.0 |
| 4月 | 上 | 23.0 | 28.0 | 20.0 | 17.0 | 24.0 | 21.0 | 23.0 | 9.0 |
| | 中 | 23.0 | 21.0 | 16.0 | 24.0 | 27.0 | 20.0 | 23.0 | 12.0 |
| | 下 | 27.0 | 32.0 | 25.0 | 28.0 | 30.0 | 24.0 | 27.0 | 12.0 |
| 5月 | 上 | 33.0 | 31.0 | 17.0 | 21.0 | 30.0 | 27.0 | 33.0 | 13.0 |
| | 中 | 36.0 | 39.0 | 24.0 | 38.0 | 39.0 | 37.0 | 36.0 | 16.0 |
| | 下 | 32.0 | 44.0 | 26.0 | 28.0 | 35.0 | 26.0 | 32.0 | 16.0 |
| 6月 | 上 | 32.0 | 44.0 | 35.0 | 30.0 | 38.0 | 32.0 | 32.0 | 20.0 |
| | 中 | 30.0 | 39.0 | 26.0 | 39.0 | 39.0 | 37.0 | 30.0 | 20.0 |
| | 下 | 32.0 | 37.0 | 34.0 | 37.0 | 38.0 | 31.0 | 32.0 | 20.0 |
| 7月 | 上 | 33.0 | 44.0 | 34.0 | 31.0 | 41.0 | 31.0 | 33.0 | 22.0 |
| | 中 | 37.0 | 42.0 | 36.0 | 38.0 | 42.0 | 40.0 | 37.0 | 26.0 |
| | 下 | 34.0 | 37.0 | 34.0 | 41.0 | 44.0 | 42.0 | 34.0 | 22.0 |
| 8月 | 上 | 33.0 | 34.0 | 29.0 | 31.0 | 30.0 | 28.0 | 33.0 | 20.0 |
| | 中 | 38.0 | 34.0 | 35.0 | 32.0 | 34.0 | 29.0 | 38.0 | 23.0 |
| | 下 | 28.0 | 32.0 | 26.0 | 33.0 | 34.0 | 31.0 | 28.0 | 19.0 |
| 9月 | 上 | 24.0 | 32.0 | 22.0 | 27.0 | 31.0 | 27.0 | 24.0 | 20.0 |
| | 中 | 24.0 | 32.0 | 22.0 | 27.0 | 31.0 | 27.0 | 24.0 | 20.0 |
| | 下 | 19.0 | 24.0 | 15.0 | 14.0 | 19.0 | 20.0 | 19.0 | 23.0 |
| 10月 | 上 | 19.0 | 19.0 | 18.0 | 21.0 | 21.0 | 21.0 | 19.0 | 13.0 |
| | 中 | 16.0 | 14.0 | 18.0 | 12.0 | 16.0 | 15.0 | 16.0 | 14.0 |
| | 下 | 9.0 | 22.0 | 11.0 | 14.0 | 15.0 | 11.0 | 9.0 | 8.0 |
| 11月 | 上 | 11.0 | 16.0 | 10.0 | 12.0 | 14.0 | 12.0 | 11.0 | 9.0 |
| | 中 | 10.0 | 11.0 | 12.0 | 9.0 | 13.0 | 11.0 | 10.0 | 5.0 |
| | 下 | 12.0 | 15.0 | 11.0 | 10.0 | 15.0 | 11.0 | 12.0 | 9.0 |
| 12月 | 上 | 8.0 | 12.0 | 11.0 | 12.0 | 17.0 | 10.0 | 8.0 | 6.0 |
| | 中 | 8.0 | 12.0 | 12.0 | 8.0 | 12.0 | 10.0 | 8.0 | 7.0 |
| | 下 | 9.0 | 12.0 | 14.0 | 8.0 | 12.0 | 10.0 | 9.0 | 10.0 |

2000年黄河流域各二级区每旬潜在蒸散反演结果见表4-3。

**表4-3　2000年黄河流域潜在蒸散反演结果（单位：mm）**

| 月份 | 旬 | 河源—龙羊峡 | 龙羊峡—兰州 | 兰州—河口镇 | 河口镇—龙门 | 龙门—三门峡 | 三门峡—花园口 | 花园口以下 | 鄂尔多斯内流区 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1月 | 上 | 5.56 | 5.32 | 3.17 | 4.01 | 4.20 | 4.70 | 3.55 | 3.25 |
| | 中 | 6.69 | 5.47 | 2.38 | 2.52 | 4.67 | 4.34 | 3.01 | 1.75 |
| | 下 | 7.11 | 6.95 | 2.82 | 2.32 | 5.21 | 5.66 | 4.37 | 1.97 |
| 2月 | 上 | 9.17 | 9.55 | 4.94 | 5.59 | 8.48 | 9.20 | 7.04 | 5.75 |
| | 中 | 13.17 | 14.61 | 7.95 | 9.03 | 13.36 | 14.39 | 11.31 | 6.58 |
| | 下 | 14.53 | 13.27 | 10.99 | 13.35 | 14.83 | 16.90 | 15.35 | 10.73 |
| 3月 | 上 | 17.54 | 18.73 | 16.55 | 18.81 | 20.08 | 23.12 | 20.85 | 16.19 |
| | 中 | 20.55 | 24.19 | 22.12 | 24.27 | 25.34 | 29.34 | 26.35 | 21.66 |
| | 下 | 26.44 | 31.01 | 26.88 | 27.26 | 29.80 | 30.68 | 29.62 | 25.31 |
| 4月 | 上 | 23.98 | 27.13 | 28.98 | 29.63 | 29.21 | 30.13 | 28.57 | 27.69 |
| | 中 | 31.78 | 33.69 | 28.38 | 30.20 | 32.49 | 36.21 | 29.88 | 26.69 |
| | 下 | 28.13 | 33.63 | 33.02 | 34.47 | 35.14 | 35.68 | 33.78 | 32.16 |
| 5月 | 上 | 33.63 | 33.70 | 33.66 | 34.87 | 35.21 | 38.77 | 35.52 | 32.16 |
| | 中 | 32.71 | 35.77 | 36.16 | 36.36 | 36.71 | 36.49 | 34.05 | 34.64 |
| | 下 | 28.54 | 34.81 | 38.15 | 38.40 | 36.33 | 37.12 | 35.99 | 36.93 |
| 6月 | 上 | 30.79 | 32.23 | 33.83 | 33.03 | 31.69 | 33.06 | 36.89 | 30.30 |
| | 中 | 32.93 | 29.23 | 34.97 | 36.42 | 34.22 | 36.86 | 39.96 | 35.10 |
| | 下 | 31.57 | 29.58 | 36.15 | 35.78 | 33.83 | 33.00 | 34.18 | 36.72 |
| 7月 | 上 | 28.45 | 35.46 | 37.39 | 34.80 | 34.52 | 28.56 | 34.05 | 36.86 |
| | 中 | 48.42 | 45.53 | 38.63 | 61.20 | 70.81 | 91.83 | 79.26 | 41.93 |
| | 下 | 36.63 | 36.83 | 34.32 | 33.94 | 37.02 | 33.46 | 33.96 | 33.91 |
| 8月 | 上 | 27.46 | 30.04 | 29.60 | 26.37 | 25.47 | 22.70 | 26.33 | 26.72 |
| | 中 | 30.06 | 34.40 | 32.87 | 28.67 | 28.57 | 29.82 | 28.28 | 31.47 |
| | 下 | 28.08 | 30.10 | 30.70 | 30.46 | 30.71 | 31.30 | 29.47 | 30.18 |
| 9月 | 上 | 23.70 | 23.05 | 24.39 | 27.49 | 24.00 | 23.48 | 26.94 | 24.61 |
| | 中 | 24.17 | 24.95 | 26.54 | 28.12 | 28.01 | 29.39 | 28.81 | 26.21 |
| | 下 | 21.28 | 21.26 | 20.15 | 19.71 | 20.12 | 19.16 | 22.13 | 19.82 |
| 10月 | 上 | 26.73 | 23.95 | 18.84 | 17.61 | 17.54 | 18.81 | 17.62 | 17.62 |
| | 中 | 18.81 | 20.40 | 16.20 | 18.42 | 15.10 | 16.91 | 17.08 | 16.67 |
| | 下 | 18.10 | 19.14 | 13.04 | 13.14 | 13.84 | 11.87 | 12.28 | 11.35 |
| 11月 | 上 | 18.53 | 19.52 | 12.35 | 12.92 | 14.60 | 16.59 | 14.48 | 11.75 |
| | 中 | 12.13 | 13.68 | 8.02 | 10.36 | 13.20 | 14.52 | 12.27 | 7.87 |
| | 下 | 11.22 | 14.35 | 10.06 | 10.90 | 14.51 | 15.63 | 11.38 | 9.06 |
| 12月 | 上 | 11.22 | 14.35 | 10.06 | 10.90 | 14.51 | 15.63 | 11.38 | 9.06 |
| | 中 | 10.08 | 12.19 | 7.17 | 10.14 | 12.52 | 13.70 | 10.04 | 6.73 |
| | 下 | 12.58 | 12.72 | 6.46 | 8.85 | 12.20 | 14.26 | 10.40 | 5.80 |
| $\sum$ | | 802.47 | 850.79 | 777.86 | 820.31 | 858.04 | 903.26 | 856.41 | 753.18 |

2000 年黄河流域各二级区每旬最大（以像元为基本统计单元）潜在蒸散反演结果见表 4-4。

**表 4-4　2000 年黄河流域最大潜在蒸散反演结果（单位：mm）**

| 月份 | 旬 | 河源—龙羊峡 | 龙羊峡—兰州 | 兰州—河口镇 | 河口镇—龙门 | 龙门—三门峡 | 三门峡—花园口 | 花园口—以下 | 鄂尔多斯内流区 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1月 | 上 | 6.0 | 16.0 | 12.0 | 13.0 | 9.0 | 9.0 | 6.0 | 12.0 |
| | 中 | 8.0 | 12.0 | 16.0 | 10.0 | 12.0 | 8.0 | 8.0 | 5.0 |
| | 下 | 9.0 | 13.0 | 10.0 | 9.0 | 12.0 | 9.0 | 9.0 | 8.0 |
| 2月 | 上 | 11.0 | 16.0 | 12.0 | 14.0 | 15.0 | 15.0 | 11.0 | 11.0 |
| | 中 | 14.0 | 21.0 | 18.0 | 17.0 | 20.0 | 19.0 | 14.0 | 10.0 |
| | 下 | 20.0 | 22.0 | 19.0 | 20.0 | 21.0 | 21.0 | 20.0 | 14.0 |
| 3月 | 上 | 28.0 | 28.0 | 24.0 | 26.0 | 27.0 | 29.0 | 28.0 | 22.0 |
| | 中 | 36.0 | 35.0 | 30.0 | 33.0 | 34.0 | 36.0 | 36.0 | 30.0 |
| | 下 | 40.0 | 42.0 | 39.0 | 37.0 | 36.0 | 35.0 | 40.0 | 30.0 |
| 4月 | 上 | 38.0 | 41.0 | 43.0 | 40.0 | 40.0 | 37.0 | 38.0 | 38.0 |
| | 中 | 36.0 | 41.0 | 36.0 | 40.0 | 42.0 | 41.0 | 36.0 | 32.0 |
| | 下 | 42.0 | 45.0 | 44.0 | 42.0 | 44.0 | 43.0 | 42.0 | 37.0 |
| 5月 | 上 | 42.0 | 44.0 | 44.0 | 42.0 | 42.0 | 43.0 | 42.0 | 40.0 |
| | 中 | 41.0 | 46.0 | 48.0 | 45.0 | 46.0 | 43.0 | 41.0 | 40.0 |
| | 下 | 42.0 | 46.0 | 50.0 | 47.0 | 46.0 | 44.0 | 42.0 | 49.0 |
| 6月 | 上 | 43.0 | 43.0 | 46.0 | 44.0 | 42.0 | 42.0 | 43.0 | 39.0 |
| | 中 | 48.0 | 41.0 | 49.0 | 46.0 | 46.0 | 44.0 | 48.0 | 45.0 |
| | 下 | 43.0 | 39.0 | 46.0 | 45.0 | 41.0 | 42.0 | 43.0 | 46.0 |
| 7月 | 上 | 46.0 | 45.0 | 46.0 | 44.0 | 46.0 | 41.0 | 46.0 | 42.0 |
| | 中 | 109.0 | 125.0 | 85.0 | 113.0 | 125.0 | 119.0 | 109.0 | 75.0 |
| | 下 | 42.0 | 44.0 | 42.0 | 43.0 | 46.0 | 40.0 | 42.0 | 42.0 |
| 8月 | 上 | 37.0 | 42.0 | 43.0 | 36.0 | 38.0 | 28.0 | 37.0 | 35.0 |
| | 中 | 40.0 | 43.0 | 43.0 | 41.0 | 37.0 | 36.0 | 40.0 | 42.0 |
| | 下 | 40.0 | 43.0 | 43.0 | 37.0 | 38.0 | 37.0 | 40.0 | 42.0 |
| 9月 | 上 | 33.0 | 34.0 | 32.0 | 32.0 | 33.0 | 31.0 | 33.0 | 36.0 |
| | 中 | 34.0 | 35.0 | 38.0 | 41.0 | 37.0 | 35.0 | 34.0 | 33.0 |
| | 下 | 27.0 | 28.0 | 30.0 | 26.0 | 28.0 | 30.0 | 27.0 | 26.0 |
| 10月 | 上 | 23.0 | 31.0 | 32.0 | 23.0 | 24.0 | 23.0 | 23.0 | 24.0 |
| | 中 | 23.0 | 29.0 | 28.0 | 25.0 | 26.0 | 22.0 | 23.0 | 25.0 |
| | 下 | 18.0 | 29.0 | 22.0 | 22.0 | 25.0 | 16.0 | 18.0 | 18.0 |
| 11月 | 上 | 18.0 | 25.0 | 23.0 | 20.0 | 24.0 | 21.0 | 18.0 | 23.0 |
| | 中 | 19.0 | 25.0 | 20.0 | 20.0 | 20.0 | 20.0 | 19.0 | 18.0 |
| | 下 | 16.0 | 26.0 | 25.0 | 24.0 | 24.0 | 20.0 | 16.0 | 21.0 |
| 12月 | 上 | 16.0 | 26.0 | 25.0 | 24.0 | 24.0 | 20.0 | 16.0 | 21.0 |
| | 中 | 17.0 | 24.0 | 23.0 | 21.0 | 21.0 | 20.0 | 17.0 | 18.0 |
| | 下 | 15.0 | 30.0 | 27.0 | 21.0 | 23.0 | 20.0 | 15.0 | 20.0 |

2000 年黄河流域各二级区每旬相对蒸散反演结果见表 4-5。

**表 4-5　2000 年黄河流域相对蒸散反演结果（单位：mm）**

| 月份 | 旬 | 河源—龙羊峡 | 龙羊峡—兰州 | 兰州—河口镇 | 河口镇—龙门 | 龙门—三门峡 | 三门峡—花园口 | 花园口以下 | 鄂尔多斯内流区 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 月 | 上 | 0.403 | 0.300 | 0.588 | 0.563 | 0.389 | 0.456 | 0.597 | 0.649 |
| | 中 | 0.487 | 0.426 | 0.539 | 0.535 | 0.480 | 0.563 | 0.500 | 0.669 |
| | 下 | 0.500 | 0.479 | 0.566 | 0.608 | 0.613 | 0.670 | 0.601 | 0.684 |
| 2 月 | 上 | 0.471 | 0.389 | 0.469 | 0.523 | 0.521 | 0.576 | 0.662 | 0.583 |
| | 中 | 0.277 | 0.202 | 0.226 | 0.250 | 0.336 | 0.437 | 0.476 | 0.175 |
| | 下 | 0.311 | 0.342 | 0.211 | 0.266 | 0.412 | 0.449 | 0.409 | 0.198 |
| 3 月 | 上 | 0.432 | 0.533 | 0.148 | 0.064 | 0.265 | 0.241 | 0.303 | 0.074 |
| | 中 | 0.424 | 0.399 | 0.218 | 0.219 | 0.324 | 0.320 | 0.302 | 0.132 |
| | 下 | 0.407 | 0.337 | 0.276 | 0.294 | 0.374 | 0.395 | 0.447 | 0.255 |
| 4 月 | 上 | 0.415 | 0.341 | 0.225 | 0.211 | 0.372 | 0.336 | 0.366 | 0.159 |
| | 中 | 0.393 | 0.266 | 0.189 | 0.295 | 0.336 | 0.378 | 0.512 | 0.209 |
| | 下 | 0.389 | 0.315 | 0.230 | 0.270 | 0.385 | 0.437 | 0.385 | 0.207 |
| 5 月 | 上 | 0.450 | 0.373 | 0.195 | 0.193 | 0.354 | 0.419 | 0.433 | 0.175 |
| | 中 | 0.561 | 0.447 | 0.261 | 0.377 | 0.464 | 0.573 | 0.658 | 0.253 |
| | 下 | 0.571 | 0.421 | 0.226 | 0.297 | 0.389 | 0.398 | 0.535 | 0.182 |
| 6 月 | 上 | 0.643 | 0.560 | 0.308 | 0.381 | 0.547 | 0.592 | 0.609 | 0.306 |
| | 中 | 0.630 | 0.530 | 0.326 | 0.377 | 0.507 | 0.698 | 0.451 | 0.295 |
| | 下 | 0.408 | 0.450 | 0.314 | 0.439 | 0.540 | 0.556 | 0.596 | 0.249 |
| 7 月 | 上 | 0.632 | 0.562 | 0.353 | 0.406 | 0.555 | 0.663 | 0.634 | 0.317 |
| | 中 | 0.381 | 0.391 | 0.404 | 0.376 | 0.351 | 0.317 | 0.321 | 0.392 |
| | 下 | 0.399 | 0.314 | 0.334 | 0.401 | 0.559 | 0.823 | 0.742 | 0.310 |
| 8 月 | 上 | 0.503 | 0.439 | 0.455 | 0.454 | 0.507 | 0.595 | 0.699 | 0.386 |
| | 中 | 0.523 | 0.456 | 0.337 | 0.571 | 0.638 | 0.678 | 0.779 | 0.353 |
| | 下 | 0.591 | 0.472 | 0.334 | 0.506 | 0.626 | 0.693 | 0.659 | 0.288 |
| 9 月 | 上 | 0.605 | 0.503 | 0.342 | 0.418 | 0.639 | 0.722 | 0.645 | 0.299 |
| | 中 | 0.690 | 0.580 | 0.273 | 0.293 | 0.472 | 0.573 | 0.516 | 0.162 |
| | 下 | 0.334 | 0.279 | 0.262 | 0.319 | 0.313 | 0.522 | 0.535 | 0.287 |
| 10 月 | 上 | 0.324 | 0.422 | 0.357 | 0.534 | 0.619 | 0.685 | 0.697 | 0.289 |
| | 中 | 0.206 | 0.185 | 0.291 | 0.341 | 0.432 | 0.054 | 0.369 | 0.325 |
| | 下 | 0.453 | 0.402 | 0.302 | 0.394 | 0.521 | 0.491 | 0.457 | 0.264 |
| 11 月 | 上 | 0.372 | 0.239 | 0.287 | 0.326 | 0.412 | 0.333 | 0.459 | 0.279 |
| | 中 | 0.324 | 0.289 | 0.270 | 0.268 | 0.383 | 0.348 | 0.438 | 0.188 |
| | 下 | 0.479 | 0.371 | 0.191 | 0.287 | 0.408 | 0.401 | 0.560 | 0.157 |
| 12 月 | 上 | 0.372 | 0.295 | 0.185 | 0.266 | 0.388 | 0.360 | 0.426 | 0.199 |
| | 中 | 0.327 | 0.280 | 0.210 | 0.228 | 0.343 | 0.379 | 0.488 | 0.181 |
| | 下 | 0.290 | 0.219 | 0.284 | 0.320 | 0.346 | 0.454 | 0.548 | 0.318 |
| 年平均 | | 0.459 | 0.397 | 0.292 | 0.349 | 0.448 | 0.485 | 0.515 | 0.264 |

# 第三节　蒸散反演结果的多源校验

由于影响面蒸散的因素较多，并且蒸散在具体测定上也存在种种困难，因此关于黄河流域蒸散的研究和测定多局限于点蒸散的探讨上，或利用流域水量平衡关系从降雨和径流值反算蒸散值。一些学者从人类对水资源开发利用对蒸散发的影响出发，探讨了地下水位下降造成潜水蒸发减少关系，并衍生出无效蒸发和有效蒸发等概念。但是迄今为止，尚未见到关于黄河流域以年为时间尺度、以流域为空间尺度的蒸散定量研究结果。因此，黄河流域蒸散遥感反演结果的校验，是本次研究中所要重点解决的问题之一。

## 一、大孔径闪烁仪（LAS）实测校验

### 1. 大口径闪烁仪的基本原理

在CEWBMS系统中，对蒸散的校验主要通过大口径闪烁仪（Large Aperture Scintillometer，简称LAS）系统实现。

LAS主要由发射仪和接收仪两部分组成，两者分别安装在相距一定距离、高出地面的塔架上，其间为待测区域（植被覆盖或裸土）。发射仪发射出强度为Ie的近红外光，经过待测区域上方，由于受近地面大气闪烁效应的影响，在光线到达接收仪时的光强变为Ir。LAS内置的处理模块可以根据传感器探测到的信号，输出光强度方差，由此可得到空气折射指数的结构参数，结合其他气象资料和辅助信息，可以获得由地面进入大气的显热通量（图4-4）。

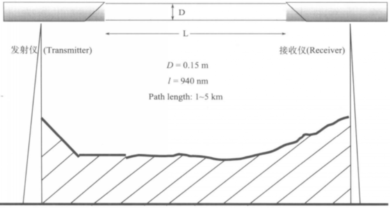



图4-4　LAS的基本结构及主要参数

### 2. 大口径闪烁仪的布设

在中荷合作项目CEWBMS中，采用了五套由荷兰瓦赫宁根大学气象与空气质量研

究组开发研制的大口径闪烁仪（LAS）设备，安放在四川省乐至县、甘肃省民勤县、河南省郑州市、吉林省乾安县和湖南省桃江县五个不同的地点，用于CEWBMS产品显热通量的真实性检验。由国家卫星气象中心负责管理五个LAS站、数据汇总和处理，吉林省气象科学研究所、四川省气象科学研究所、甘肃省治沙研究所、河南省气象科学研究所和湖南省气象科学研究所负责LAS日常测量和维护。本项目采用的LAS光程路径长度 $L=1\sim5$km；发射光中心波长为0.9μm；光束直径0.15m。

河南郑州LAS站地处黄河流域，因此可以通过LAS站观测数据来校验相关二级区蒸散反演结果。郑州LAS站位于东经113°39′47.1″，北纬34°42′24.5″，仪器调节时所设路径长度1740m，实测路径长度为1350m，LAS有效高度为18m，测风高度为12m，测温高度为1.5m（图4-5）。



图4-5　布设在河南郑州市的LAS观测站

LAS站测定指标包括气压、降水、温度、最高温、最低温、湿球（I）、露点（T）、湿度（U）、风速、最大风速、风向、总辐射、净辐射、日照、云量、地表温度、5cm空气温度、10cm地温、1.5m大气温度、2m大气温度、作物高、零位高、波文比（Bowen ratio）、天气现象、能见度等25项，测定时间间隔为每一小时自动测报一次。郑州LAS站2000年进行了全年观测，国家卫星数据中心存有全国所有LAS站的实测原始数据，在其网站上可以进行查询。

**3. 结果分析**

郑州位于三门峡—花园口和花园口以下两个二级分区的分界限上，因此在以下校验

中将 LAS 实测值分别与三门峡一花园口和花园口以下两个二级分区进行对比。图 4-6 给出了河南郑州 LAS 站（东经 113°39′47.1″，北纬 34°42′24.5″）实测蒸散与遥感反演蒸散的年度变化情况，两者变化趋势、波动情况相当吻合。

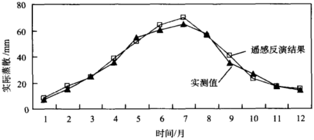



图 4-6　2000 年郑州 LAS 站实测蒸散与遥感反演蒸散年度对比

以二级流域为单元，表 4-6 给出了遥感反演结果与利用降水径流匡算结果的对比结果。

**表 4-6　郑州 LAS 站实测计算蒸散结果与遥感反演结果对比**

| 时间 | 反演结果/mm | | LAS 测站实测/mm | （反演-实测）/实测（单位:%） | |
|---|---|---|---|---|---|
| | 三门峡—花园口 | 花园口以下 | | 与三一花比较 | 与花下比较 |
| 1 月 | 7.06 | 8.39 | 8.14 | 15.30 | −2.98 |
| 2 月 | 15.01 | 19.17 | 17.90 | 19.25 | −6.62 |
| 3 月 | 24.70 | 27.09 | 23.97 | −2.96 | −11.52 |
| 4 月 | 35.33 | 39.40 | 38.99 | 10.36 | −1.04 |
| 5 月 | 43.63 | 51.96 | 51.32 | 17.63 | −1.23 |
| 6 月 | 52.96 | 63.66 | 64.43 | 21.66 | 1.21 |
| 7 月 | 64.70 | 75.53 | 70.11 | 8.36 | −7.18 |
| 8 月 | 50.39 | 55.39 | 56.00 | 11.13 | 1.10 |
| 9 月 | 34.83 | 43.80 | 40.52 | 16.34 | −7.49 |
| 10 月 | 24.59 | 19.63 | 22.82 | −7.20 | 16.25 |
| 11 月 | 16.99 | 16.85 | 17.44 | 2.65 | 3.50 |
| 12 月 | 14.16 | 17.29 | 15.24 | 7.63 | −11.86 |
| 全年 | 384.35 | 438.16 | 426.88 | 11.07 | −2.57 |

从表 4-6 对比结果可以看出，LAS 蒸散实测计算值较三一花区间反演结果要高，全年偏高 11%。但较花园口以下区间低，全年偏低 3%。可以看出实测结果与花园口以下区间反演结果更为接近，符合客观事实。因此从宏观上判断，本次研究的蒸散遥感反演结果可信度较高。

## 二、区域水平衡匡算校验

### 1. 基本原理

蒸散遥感反演结果校验的另一途径是水平衡匡算法，即将反演蒸散结果和利用实测降水、实测径流以及流域蓄水变化等计算出来的蒸散量进行对比，以检验反演蒸散的精确度。其中，利用实测降水、实测径流以及流域蓄水变化等计算蒸散基本原理是流域水量平衡。对于全流域可以简单表示如下：

$$E = P - R - O + \triangle \tag{4-40}$$

式中 $E$ 为年蒸散量；$P$ 为年降水量；$R$ 为年径流量；$O$ 为外调水量；$\triangle$为年流域水量变动。

对于整个流域来说，水量波动包括地表水库蓄水变动、地下水蓄水变动和土壤水蓄水变动。

$$\triangle = S + G + T \tag{4-41}$$

式中 $S$ 为地表水库蓄水变化；$G$ 为地下水蓄水变化；$T$ 为土壤水蓄水变化。

黄河流域 1999 年和 2000 年均为偏枯年份，而且在以年为时间尺度计算流域蓄水变量过程中，土壤蓄水量的波动可以进行忽略处理。因此流域内蓄水变化量可近似地用地表水库和地下水蓄水变化量之和来表示。

对于二级流域来说，流域水量收入项除了降水还包括地表径流输入和地下径流输入，流域水量平衡方程表示为

$$P + RS_{in} + RG_{in} = E + O + RS_{out} + RG_{out} + \triangle \tag{4-42}$$

式中 $RS_{in}$为地表年入流量；$RG_{in}$为地下年入流量；$RS_{out}$为地表年出流量；$RG_{out}$为地下年出流量；$P$，$E$，$O$，$\triangle$意义同上。

将上式变形为

$$E = P - (RS_{in} - RS_{out}) - (RG_{in} - RG_{out}) - O - \triangle \tag{4-43}$$

上式中地表径流项可以通过断面实测来确定。黄河流域地下水主要包括裂隙水、孔隙水和岩溶水，其中基岩裂隙水和孔隙水的水平运动主要向河川径流补给排泄或接受河川径流补给为主，地表二级流域间的地下水的水力联系较弱，其间的地下径流直接交换可以忽略。黄河流域二级岩溶地下水系统主要包括晋西岩溶裂隙地下水二级系统、晋中岩溶裂隙地下水二级系统和鲁中南中低山丘陵岩溶裂隙地下水系统，其中晋西和晋中岩溶地下水系统属于都在二级流域内，而鲁中南中低山丘陵岩溶裂隙地下水系统则仅与花园口以下流域有关。综上所述，本次研究中将步单独考虑二级流域分区间的地下水水平径流出入流量的差别。

### 2. 结果分析

利用黄河公报数据，基于简单水量平衡的黄河流域蒸散匡算结果见表 4-7。

表 4-7　黄河流域蒸散匡算结果（单位：亿 $m^3$）

| 流域名称 | 公报降水 | 断面实测径流 | 蓄水变化 | | 外调水 | 推算蒸散 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | 地表水 | 地下水 | | |
| 黄河流域 | 3016.2 | 48.59 | 1.55 | −7 | 74.8 | 2898.26 |
| 河源—龙羊峡 | 544.0 | 154.50 | −34.0 | 0 | 0 | 423.50 |
| 龙羊峡—兰州 | 384.8 | 259.60 | 1.50 | 0 | 1.2 | 277.00 |
| 兰州—河口镇 | 294.5 | 140.20 | 0 | −0.94 | 0 | 414.84 |
| 河口镇—龙门 | 379.8 | 157.20 | 0.06 | 0 | 0 | 362.74 |
| 龙门—三门峡 | 910.5 | 163.10 | 0.60 | −7.47 | 0 | 911.47 |
| 三门峡—花园口 | 272.9 | 165.30 | 31.86 | 0.13 | 3.96 | 234.75 |
| 花园口以下 | 154.0 | 48.59 | 0.77 | 1.28 | 69.64 | 199.02 |
| 鄂尔多斯内流区 | 75.7 | | 0 | 0 | 0 | 75.70 |

表 4-8 给出了遥感反演结果与利用降水径流匡算结果的对比关系。

表 4-8　黄河流域蒸散反演结果校验

| 流域名称 | 反演蒸散 | | 匡算蒸散 | | 匡算-反演 | | 反演/匡算/% |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | mm | 亿 $m^3$ | mm | 亿 $m^3$ | mm | 亿 $m^3$ | |
| 黄河流域 | 324.7 | 2590.4 | 363.3 | 2898.3 | 38.6 | 307.9 | 89.4 |
| 河源—龙羊峡 | 368.5 | 485.3 | 321.6 | 423.5 | −46.9 | −61.8 | 114.6 |
| 龙羊峡—兰州 | 337.8 | 315.0 | 297.0 | 277.0 | −40.8 | −38.0 | 113.7 |
| 兰州—河口镇 | 227.3 | 365.9 | 257.7 | 414.8 | 30.4 | 48.9 | 88.2 |
| 河口镇—龙门 | 286.1 | 320.7 | 323.6 | 362.7 | 37.5 | 42.0 | 88.4 |
| 龙门—三门峡 | 384.3 | 731.1 | 479.1 | 911.5 | 94.8 | 180.4 | 80.2 |
| 三门峡—花园口 | 438.1 | 182.0 | 565.2 | 234.8 | 127.1 | 52.8 | 77.5 |
| 花园口以下 | 441.0 | 99.7 | 880.2 | 199.0 | 439.2 | 99.3 | 50.1 |
| 鄂尔多斯内流区 | 198.9 | 90.9 | 165.6 | 75.7 | −33.3 | −15.2 | 120.1 |

从上述对比关系看出，黄河流域蒸散的遥感反演结果与简单的流域水量平衡匡算出来的蒸散值总体精度接近 90%，其中偏差最大的是花园口以下地区，其次为是鄂尔多斯内流区。花园口以下偏差主要源于基础资料的问题，黄河内流区的偏差是因为概化方法上的缺陷。上述偏差产生的具体原因将在下一节中讨论。

根据能量平衡方程反演区域蒸散有着明确的物理机制，但要实现较高的精度一个必要条件就是能量平衡方程中其他能量支出项的确定，因此结合流域具体特性对于能量平衡方程各项进一步率定就成为提高反演精度的主要途径。如在本次反演模型中，由于光合作用消耗的辐射量难以测定，因此采用区域潜热通量的 10% 的简单处理，在黄河流域这种植被覆盖率较低的流域可能存在偏大的问题，对于各个二级区更不可能完全适配，需要进一步率定。

由于面蒸散测定比较困难，迄今尚缺乏系统大面积、长时段的面蒸散统计数据，因此面蒸散校验就成为本次工作的一个难点。本次研究试图通过 LAS 站点和流域水量平衡两种方式来检验蒸散反演结果，但都存在一定的片面性或不足。对于 LAS 校验来说，由于黄河流域 LAS 站点仅仅有郑州一个点，且设置于郑州市内，对于面蒸散的校验仅仅适用于所处的二级流域，且以线代面的校验方法只能获得定性的结果。

在利用流域水量平衡方程计算出来的蒸散对反演结果进行校验当中，受资料和时间的限制，以及在具体操作处理过程中存在一些问题，以至反演结果与计算结果间的差异参差不齐，具体解释如下。

在表 4-8 中，反演结果较匡算结果大的二级区有河源一龙羊峡、龙羊峡一兰州和鄂尔多斯闭流区三个二级区。对于位于黄河上游的河源一龙羊峡、龙羊峡一兰州两个二级区来说，基岩裂隙水和第四系孔隙水发育，从山地向河谷和盆地汇集，并以潜流的形式注入主河道。而 2000 年这两个二级区属于偏枯年份，因此基流量中可能有一部分并非当年降水转换而来的，但另一方面这两个二级区的地下水变动状况未能掌握，因此在匡算过程中就未将其考虑在内，可能造成匡算蒸散结果偏大。另外对于鄂尔多斯闭流区来说，区域蒸发能力远大于实际降水量，采用降水量替代蒸散量明显遗漏了区域引黄量和黄河干流水面蒸散量，以至匡算结果偏小。

从表 4-8 可知，反演结果与匡算结果偏差最大的是花园口以下区间，其次是三门峡—花园口区间。本次研究认为，造成这两个区间匡算蒸散偏大的一个重要原因就是区间内外流域引水量的确定上，如花园口以下区间匡算蒸散结果为 880mm，已经超出反演出来的潜在蒸散 24mm。实际上，仅山东省每年实际引黄量一直维持在 90 亿～100 亿 $m^3$ 的水平，因此《中国水资源公报》公布的 2000 年外流域引黄量 71.9 亿 $m^3$ 以及本次采用的 73.6 亿 $m^3$ 的数据有待于进一步考究。

## 第四节　黄河流域蒸散的时空分布规律

### （一）蒸散的年内分配

根据前面黄河流域实际蒸散反演结果，黄河流域八个二级流域实际蒸散的年内分配见图 4-7 和图 4-8。

如前所述，区域蒸散量取决于气候因素和自然地理因素两方面，其中气候因素包括降水和太阳辐射能，后者主要地形坡度、下垫面限制、植被覆盖状况等因素。从图 4-7 和图 4-8 可以清楚地看出各二级分区实际蒸散在时间上分配具有下列特点：

1）由于黄河流域具有雨热同期的特性，因此实际蒸散的年内分配格局与降水分配基本相似，表明区域降水是影响实际蒸散的主要因素。

2）由于降水分布可以当作离散状态处理，而蒸散则属于连续过程，由于降水入渗水量的滞后蒸发，因此导致蒸散的峰谷变化远较降水要缓和。

总体来说，黄河下游二级流域实际蒸散量较上游二级区更集中。

黄河流域八个二级流域潜在蒸散的年内分配见图 4-9 和图 4-10。

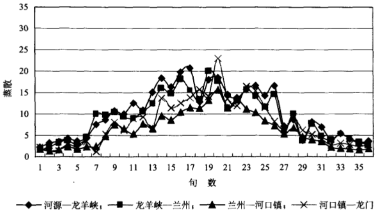



图 4-7　2000 年黄河流域二级分区实际蒸散年内分配
河源—龙门四个二级流域

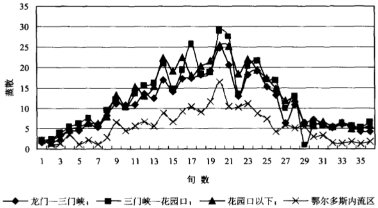



图 4-8　2000 年黄河流域二级分区实际蒸散年内分配
龙门—花园口四个二级流域

从图可以看出，潜在蒸散的年内分配与温度变化呈现出良好的相关性，从 1 月到 7 月，潜在蒸散逐渐升高，到 7 月份最大，随后则逐步衰减，最低为 1 月份。图 4-9，还表现出一个特点，即潜在蒸散在 7～8 月份有一个明显的峰值，尤其是龙门—三门峡、三门峡—花园口以及花园口以下三个二级区表现明显。

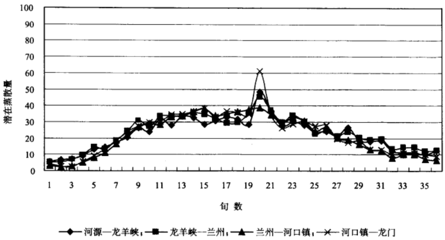



图 4-9　2000 年黄河流域二级分区潜在蒸散年内分配
河源—龙门四个二级流域

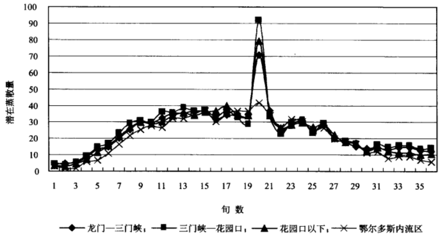



图 4-10　2000 年黄河流域二级分区潜在蒸散年内分配
龙门—花园口四个二级流域

## （二）蒸散的空间分布

黄河流域相关省份 2000 年实际蒸散反演合成结果的分布见图 4-11。

需要说明的是，为对比实际蒸散的区域差别，在上述图像处理过程中，将实际蒸散在 255mm 以上的都划为一类，用同一种颜色表示。这样的处理在大区域蒸散对比结果

反映较好的同时，可能对于实际蒸散较大的地区小区域结果对比上可能有所缺陷。

黄河流域相关省份 5～8 月实际蒸散反演合成结果的分布见图 4-12。

对比图 4-11 和图 4-12，不难发现，黄河流域 5～8 月实际蒸散占全年比重很大，这主要是区域可蒸散水量决定的。

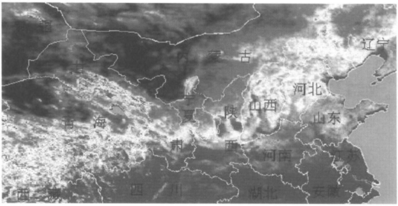



图 4-11　黄河流域 2000 年遥感反演蒸散的空间分布

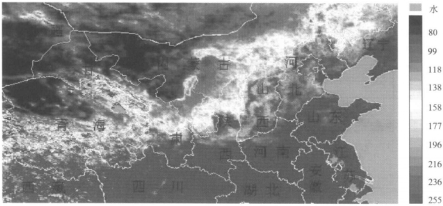



图 4-12　黄河流域 2000 年 5～8 月蒸散反演分布

# 第五章　黄河流域人口、社会经济要素空间化

## 第一节　空间分布模型构建原理

### 一、人口、社会经济要素空间化的基本内涵

自从有人类以来，人与环境就不断地交互影响着，作为大自然生生不息的循环过程中的一环，随着人类社会的不断演化发展，人-地关系也在不断变化和演进，人类活动成为影响区域生态环境变迁的主要因素之一（符淙斌，严中伟，1996）。我国古代著名思想家老子曾经提出“人法地，地法天”，如今在科学领域可持续发展思潮的流行，更促使人们的观念由“改造自然”、“征服自然”转化为与自然界的“协同发展”。目前在水资源领域，随着研究的深入和认识的不断提高，要求人们从综合集成的角度研究人与环境间交互关系，推进对水文过程的深入理解（王浩等，2002），然而，人文学研究与水文、水资源学这两个不同的学科领域在理论体系、研究方法和数据基础等方面存在着很大的差异性，其中最为突出的就是统计型的人文要素数据不能直接为水资源研究所用。特别是在以分布式水文模型为主题的流域水资源演化研究过程中，对于模型参数的时空分辨率提出了更高的要求，因此，人文因素的量化和空间展布是人文因素——生态环境的响应机理与互动模式研究的前提。

社会经济数据一般以县为基础统计单元；这些单元或多或少地存在划分过粗、边界经常变化、层次等级不明确、编码不统一、行业之间边界不一致等问题，使行业、部门、机构之间的数据在空间定位上无法相互引用，共享程度低，资料累计的历史价值不高。随着全球变化研究的深入和多学科交融的加剧，统计资料的空间定位不稳定、不精确、不统一的矛盾会越来越突出（陈述彭，1998）。要解决这些问题，迫切需要建立一个高分辨率的基础地理单元，将人文数据与自然数据转化到一个可以方便操作、分析的数据平台。人文数据空间化就是最好的解决办法之一，即将以行政区域为单元的统计数据展布到一定尺寸的地理格网上，构建人文空间数据库，便于与土地利用/土地覆被数据、生态环境背景数据等自然要素数据联合应用（高志强等，1999），为区域水资源的研究和决策提供全方位、高精度的数据支持。

社会经济数据空间化的核心任务是以空间统计单元代替行政统计单元。所谓空间统计单元，就是在地理空间上划分的互不重叠的多边形（一般选用规则的正方形或矩形），每个多边形就是一个空间单元，有唯一的代码。各种统计资料和规划指标均应有事物所在空间单元的代码，这样查询、分析、汇总时，空间定位就很方便。因此，在空间单元及其编码的标准化基础上，将人口、社会经济数据空间化，将基于社会单元（省、市、县、乡镇行政区划单元等）、自然单元（流域、土壤类型单元、植被类型单元等）的信息转化为基于空间信息单元的空间信息，为多领域之间数据共享、进行空间统计分析带来极大便利（图 5-1）。

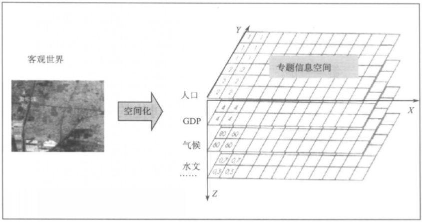



图 5-1　基于空间统计单元的自然、人文要素整合示意图

## 二、人口、社会经济要素空间化分布模型的构建原理

在方法论层面，人文要素空间化的主要问题就是将某种变量的值从空间分辨率低的统计单元（起始单元），按照一定的规则降解到相对较高的统计单元（目标单元）。其主要的解决途径就是采用适当的空间插值方法（Spatial Interpolate Method，SIM），建立空间插值模型。Goodchild（1980）对传统的面插值（Areal Interpolation ）方法存在的问题进行了总结。并于 1993 年提出了社会经济数据面插值的技术框架。Flowerdew 和 Green（1991）概括了不同尺度面状单元间数值内插的空间统计学方法。

社会经济要素空间化的方法主要有以下几种。

### （一）面积加权法

社会经济要素空间化的面积加权法的基本原理如图 5-2 所示。

在图 5-2 中，统计单元 R1，R2 的某项社会经济指标的值分别为 $Z_{R1}$，$Z_{R2}$，那么子域 A1 的值 $Z_{A1}$ 可以用下式计算：

$$Z_{A1} = f(S_{A!}, S_{R1}) \cdot Z_{R1} \tag{5-1}$$

式中 $f(S_{A!}, S_{R1})$ 为面积转换函数，对于面积加权法，一般取比例系数，即

$$f(S_{A!}, S_{R1}) = S_{A!}/S_{R1} \tag{5-2}$$

对于跨区域的子域 A2，其对应的社会经济指标值 $Z_{A2}$ 为

$$Z_{A2} = f(S_{A1}, S_{R1}) \cdot Z_{R1} + f(S_{Ar}, S_{R1}) \cdot Z_{R1} \tag{5-3}$$

式中 $S_{A1}$ 为子域 A2 位于区域 R1 内部分的面积；$S_{Ar}$ 为子域 A2 位于区域 R2 内部分的面积。

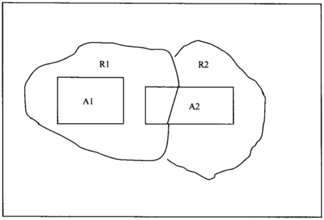



图 5-2　面积加权法空间插值

由上可知，面积加权是将各区域内部视为各向同性，子区域的指标值与其所占面积成正比。而在实际研究中，在县、地市等行政统计单元内部，社会经济指标往往呈不均一变化，因此，面积加权法虽然简单易用，但是很难满足实际需要。

## （二）面积-距离加权法

面积-距离加权法是对面积加权法的一种改进：子域的值不仅与其面积有关，而且与该子域到上级区域中心（质心）的距离呈反比。由于其思路与 Clark 等的“指数衰减规律”有一定的一致性，因此常用于人口等指标的空间插值。1995 年 Tobler 和美国的 CIECERN 采用该方法生成了全球 5′×5′分辨率的人口密度数据。

## （三）有物理机制的面插值方法

随着现代空间信息技术的迅速发展，人们获取数据和处理、分析数据的能力空前提高，空间信息技术结合地面观测工作，为我们提供了丰富的下垫面状态信息，如高程(DEM)、土地利用/土地覆盖、植被等等。而这些信息与人类社会经济发展密不可分：一方面无论是人类自身的发展（如人口结构、数量、分布的变化），还是社会经济活动，都受自然环境的制约；另一方面人类活动又时刻影响和改变着各种地理过程。因此，有物理机制的面插值方法就是在人-地关系相关理论指导下，建立起高精度的下垫面状况信息与集总式的统计指标之间的相关关系，从而更加科学、合理地表征人文要素的空间变化规律。

Veichman 和 Eklundh（1991）指出利用 DEM 可以改进人口分布模型；Sweitze 和 Langaas（1994）考虑 DEM 和城镇居民点的面积、形状对人口分布的影响，并生成了

Baltic 流域 1km 的人口密度数据。本次研究以与人类活动关系最为直接的土地利用信息为主要依据，建立人文要素统计数据空间化模型，并且充分利用已有的 DEM、交通、水系等信息，对模型进行不同程度的修正，最终获得 1km 人文要素空间数据系列（图 5-3）。

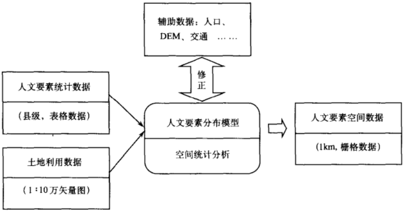



图 5-3 1km 栅格人文要素空间数据系列技术流程

# 第二节 流域人口、社会经济要素空间分布模型建设

## 一、人口空间分布模型

人口是生活在特定社会制度、特定地域具有一定数量和质量的人的总称。人口的空间分布是指一定时点上人口在各地区中的分布状况，是人口过程在空间上的表现形式。人口分布是一种社会经济现象，它既深受自然因素的影响，又受社会经济规律支配（刘铮，1984）。一个地区的人口分布同该地区的自然资源、社会经济资源的承载力不相适应，是导致人口分布发生变动的重要原因；而人口分布发生变动之后，又将为生产力发展，区域结构与经济部门的组合等带来新的推动力（米红等，1999）。由于我国经济、历史发展的不平衡性和地理环境的特殊限制，使我国人口分布很不平衡，我国人口分布的总体特点是：东部多、西部少；平原盆地地区多，山地、高原地区少；农业地区多，林牧业地区少；沿江、临海公路，铁路沿线地区多，交通不便的地区少。这是因为我国人口处于漫长的封建社会历史时期，绝大部分人口都从事于农业生产活动，东部地区的湿润区域及平原、盆地与河谷地带的生态环境最适宜发展农业生产，从而集聚和分布了较多的人口。而在不利于农业生产的西部地区，人口分布稀疏得多（胡焕庸，1983）。

自工业革命以来，全球人口和经济进入快速增长时期，人类活动在不仅影响着全球和局地气候，而且还通过改变下垫面覆被和取用水影响着地表产汇流过程。因此，人文要素是流域水资源二元演化模型的重要输入因子，人文要素的选取和量化是构建成功的水资源模型的前提和重要环节。人口数量和密度是表征人类活动的最常用指标。传统的

以行政单元为基础的人口普查数据，因空间分辨率和时间分辨率的限制，影响了其在领域的应用：

（1）空间分辨率　　人口数据一般以县为基础统计单元；

（2）时间分辨率　　人口数据的更新周期一般为 10 年。

人口空间分布研究，是一个多学科交叉、碰撞、融合而产生的新的研究领域。人口分布问题原属社会学的研究范畴，人口地理作为一门科学只是到了 17 世纪以后才逐渐形成。随着科学技术的不断进步，特别是近 10 余年来地球信息科学的突飞猛进，在遥感、GIS、GPS 技术的支持下，地理学家开始利用新的地学研究手段，定量、定位地研究人口、社会经济数据的空间分布问题。上世纪 90 年代初，人们提出了“人口数据空间化”的概念，即将以行政区为单元的人口数据展布到一定尺寸的地理格网上。

## （一）人口空间分布模型的形成与演化

### 1. 理论分布模型

受计量地理学思路的影响，一些地理学家以场位论和数理统计方法为手段，试图从理论上推导出人口的空间分布规律，他们基于人口密度从城市中心向城郊递减的事实，提出了距离衰减说。Clark 假设城市为理想地表形态、各项同性的圆形区域，人口围绕城市中心呈圆形分布，给出了城市人口分布密度的衰减规律（Clark，1951）：

$$\rho(r) = \rho_0 e^{-(r/r_0)} \tag{5-4}$$

式中 $\rho(r)$ 为人口密度；$\rho_0$ 为城市特征半径内的人口密度；$r$ 为距城市特征中心的距离；$r_0$ 为城市特征半径。

与 Clark 模型类似的还有 Sherratt 模型等，该类模型后被发展为“负指数模型”。此外，还有基于高斯分布的 Smeed 模型、基于重量-质量-距离理论的重量人口分布模型等。此类模型的特点是简单明了，可以对人口分布做总体的宏观上的概括。

### 2. 定性描述与半定量分析

人口分布是自然因素和社会经济规律共同作用的结果，因此，一些学者以一般社会学为基础，结合地理学、生态学、经济学等有关学科，对人口基本情况和迁移规律的进行调查研究和分析，对人口的地域分布进行综合描述，并进行大尺度上的人口区划。

叶文振以江西省为例，分析了人口密度与地貌类型、水系流域的关系；Christopher Small 等（2000）探讨了全球人口分布与诸多自然因素之间的关系 。孙文生等分析了人口增长与经济发展的关系，指出人口增长与经济发展之间存在着促进-抑制-促进的互动关系；王桂新指出区域经济发展水平和不同区域之间经济发展水平的差异，是我国人口迁移的两个最为重要的拉动力。胡焕庸（1983）等综合考虑自然条件、经济状况等因素，将我国分为 8 大人口区，并在东、西部之间划出了一条人口数量、密度分界线“爱辉—腾冲线”（胡焕庸线），以此形象地描述我国东多西少的人口分布宏观格局。韩光辉等认为我国的人口在大尺度上具有明显的差异分布特征，而在局部区域，人口密度

与聚落性质与规模、自然地理条件及经济开发类型具有直接的联系；程希提出经济人口承载力和资源人口承载力的概念，用以描述人口、自然资源与社会经济之间的相互关系。

**3. 遥感、GIS 支持下的人口分布研究**

以上的研究都是建立在统计数据基础之上，范围以省级行政单元为主。利用卫星遥感资料，结合 GIS 背景数据库，可以反演出大范围、高空间分辨率的地面参数，因此，遥感、GIS 正越来越多地应用于人口空间分布之中，"社会数据空间化"、"空间数据社会化"（"Socializing the Pixel" and "Pixelizing the Social"）成为当前地理科学、社会科学共同关注的焦点。根据研究内容和研究程度，可以将有关研究归纳为三个方面：

（1）遥感光谱与人口的关系　Ogrosky 在波兰 Puget Sound 地区的研究表明，人口数与遥感影像上的城区面积之间具有高度的相关性（$R^2=0.96$）；Clayton 与 Estes 用彩红外影像上建筑物的数量，来验证人口普查数据的精度；Lo（1998）研究了 TM 影像不同波段的光谱值与城市人口密度之间的关系；Paul Sutton 等采用实用线性扫描系统（Operational Linescan System，OLS）的夜间热红外影像，与栅格化的美国 1990 年 1km×1km 人口分布数据相比较，得出人口的密集程度与 OLS 影像值的高低在趋势上具有很好的一致性；在人口密集的大城市地区，OLS 影像值与人口密度具有很高的相关性（$R^2=0.84$），但是在全国尺度上，两者的相关性一般（$R^2<0.6$），且 $R^2$ 随着空间分辨率的增大而减小。这些遥感参数与人口之间相关关系的空间稳定性较差，随着区域的不同而变化很大，难以推广到大尺度上。

（2）利用遥感、GIS 构建间接的人口指标　高志强等（1999）选用水热、地形地貌、土壤植被和土地利用 4 组 13 个指标，建立了"中国数字环境模型"，利用层次分析的方法对各指标进行加权求和，得出一个生态环境指标——生态环境指数，根据这一指标将全国分为 5 级。进而利用各省平均生态环境指数与各省的人口数、人口密度进行相关分析，相关系数均>0.7。该项研究的数据来源为地面观测数据（水热）、GIS 背景数据库（中国自然资源数据库：地形地貌、土壤植被、土地利用）和遥感（2km×2km 植被指数），成果的比例尺为 1∶400 万。

（3）基于土地利用、土地覆盖数据的人口分布研究　首先利用卫星影像，对下垫面类型进行分类，然后建立人口密度与各土地利用类型所占地面积之间的关系。例如 Langford 等用该方法绘制了英国 Leicestershire 地区 1km×1km 栅格的人口分布图；美国的社会经济数据应用中心（SEDAC）将人口普查数据与卫星资料相结合，做出了美国 1990 年 1km×1km 人口分布数据库。其中的人口密度和居民点数据，来源于 1990 年美国十年一度人口普查数据；有关土地覆盖特征的资料从 1990 年度 NOAA AVHRR 多时相数据中得出。这些数据经过分析、融合，全部展布到 1km 网格上。

Robert 等于 1995 年发布了第一套 5′×5′的世界人口数据集（GPW），其后，Paul Sutton（1997）和 Lo 等（1998）先后对人口展布机理、人口模型的构建方略等进行了探索；1996 年，在联合国环境署（UNEP）的资助下，加拿大环境研究所进行了全球 1°×1°网格人口数据的开发；2000 年，美国的国际地球科学信息网络（CIESIN）及其合作者推出了 GPW 的第 2 版，与第一版相比，空间分辨率有了较大提高（2.5′×

2.5′），并且在人口分布影响因子和地理网格生成方法等方面作了改进。2000 年 5 月，在美国哥伦比亚大学召开了“网格人口数据”研讨会，对人口数据空间化的机理、方法和技术支撑进行了广泛的探讨：在土地利用、DEM 等数据的支持下，可以获得高空间分辨率的人口数据，以取代县级乃至省级的统计数据。

本书以国家重点基础研究（973）发展规划项目“黄河水资源演变规律及二元演化模型”课题的研究成果为背景，以遥感（Landsat TM）反演的土地利用数据为信息源，在 GIS 背景数据和空间分析功能的支持下，构建了黄河流域人口空间分布模型，并利用所建模型，生成了基于 1km×1km 地理网格的黄河流域 1981～2000 年人口数据，为区域水循环模拟研究和应用提供高精度的数据支撑。

## （二）人口空间分布模型的构建

### 1. 数据准备

本次研究所需的数据包括 1981～2000 年人口统计数据；1985，1995，2000 年三期土地利用数据和相关辅助数据。为了对人口模型进行修订，提高模型精度，研究中选用了一些与人口相关的辅助数据：①道路数据：公路和铁路数据，选用单位面积道路长度为指标；②数字高程（DEM）数据：包括坡度、高程和地貌类型。

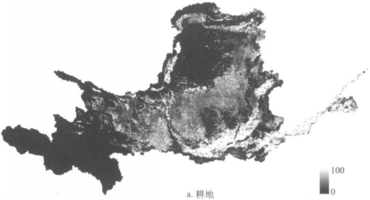
在数据准备阶段，将以上数据转换到统一的比例尺（1∶100 万）、投影方式（Lambert 投影，大地椭球体为 Krasovsky）、存储格式（空间栅格）。

（1）1985～2000 年土地利用信息获取与加工　本次研究土地利用源信息直接采用了由中国科学院承担的《全国资源环境遥感宏观调查与动态研究》课题的研究成果数据——三个时段（1985 年、1995 年和 2000 年）全国分县土地覆盖矢量数据。该数据是基于多期的 TM 影像的基础上，配合其他影像数据解译获得，空间分辨率为 30m。

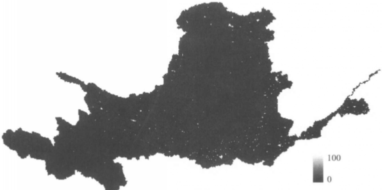
黄河流域土地覆盖面积较大，受到软件存储记录数量和计算机内存的限制，同时源数据也是以县为单元进行分幅存储的，故不能对整个流域进行直接操作。在本研究中，采用分区处理与整体处理相结合的办法，进行流域土地覆被 1km 空间尺度的 MOSAIC 处理。具体操作流程如下：① 根据流域边界范围，生成 1km 格网的矢量图层（HH-NET）；② 将流域省界图与所生成的格网图叠加，获取各省的网格图（不包括省界）和省界穿过区网格图；③ 将所得到网格图与各省的土地覆盖图进行叠加（UNION）分析，获得分省 MOSAIC 土地覆盖图和省界穿过区的 MOSAIC 土地覆盖图；④ 生成各类土地覆盖类型数据并对面积进行统计，得到各类土地覆盖类型的面积；⑤ 生成土地覆盖的网格单元数据。

在完成上述操作流程后，基于统一的 ArcGIS 平台，汇总并输出所生成的各计算单元的土地覆盖类型数据，作为二元模型基本输入参数。在处理的过程中，涉及到大量的图形处理和表处理，这些过程均是在 ArcGIS 平台上编制相关的程序完成的。图 5-4（a～c）为黄河流域 2000 年几个主要土地利用类型 1km GRID 数据图。

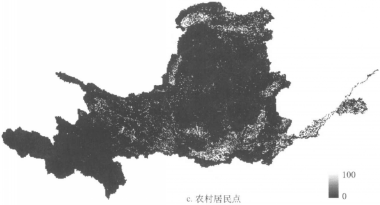
（2）历史时期土地利用信息的获取　一定时期土地利用构成是其历史时期各类土地




a. 耕地




b. 城市居民点




c. 农村居民点

图 5-4　黄河流域 2000 年土地利用图

图中每个像元的数值为该土地利用类型占本像元面积的百分比

覆盖占补过程的综合结果。在我国土地遥感详查的土地覆盖分类系统中，将土地覆盖类型划分为6类31亚类；相应就每一类型发生了变化的地块来说，则其占补过程就存在30种可能；同时，在下一阶段的变化中，也存在31种可能的占补情形。因此，在没有遥感和地面调查等详细空间信息（主要是指图形信息）资料的情况下，难以对每一发生了变化的地块的土地覆盖变化过程进行复原或预测。在本项目研究中，为满足分布式水文模拟的需要，重点分析人类活动直接作用下的土地覆盖变化，则以空间计算单元这一自然实体为对象，以县级行政单元相关的土地覆盖统计资料为基础，从土地覆盖构成比的角度来复原历史时期的土地覆盖情况。人类活动对下垫面的直接作用主要包括居工地建设、水利工程修建、农耕开发、造林伐木、草地开发及其他相关的生态治理措施。不同人类活动作用方式对土地覆盖影响程度也不相同，在本研究中，根据各种人类活动作用方式的特点，结合相关统计与调查资料，对历史时期的土地构成进行复原。

· 水库/坑塘淹没区。水库/坑塘淹没区土地覆盖构成复原是要重新获得其所在计算单元在未淹没之前土地覆盖的构成百分比，其关键是要获得淹没区土地覆盖类型的构成。

在本研究中，对于能直接从相关设计报告中获取土地覆盖构成情况的淹没区，则直接采用其构成比；若从相关材料中不能获取的土地覆盖构成的淹没区，则以与其所在计算单元邻接的各计算单元土地覆盖构成的平均值作淹没区土地覆盖构成，即

$$\rho_i = \frac{\sum_{j=1}^{n} \rho_{ij} \cdot a_j}{\sum_{j=1}^{n} a_j} \tag{5-5}$$

式中 $\rho_i$ 为淹没区范围内 $i$ 类土地覆盖类型的百分比；$\rho_{ij}$ 为第 $j$ 个邻接计算单元内 $i$ 类土地覆盖类型的百分比；$a_j$ 为第 $j$ 个邻接计算单元的总面积。

淹没区所在计算单元的未淹没之前土地覆盖的构成则应为

$$\bar{\rho}_i = \frac{\rho_i \cdot \tilde{a} + \rho_{0i} \cdot a}{a} \tag{5-6}$$

式中 $\bar{\rho}_i$ 为复原的 $i$ 类土地覆盖类型的百分比；$\rho_{0i}$ 为复原前 $i$ 类土地覆盖类型的百分比；$\tilde{a}$ 为淹没区面积；$a$ 为计算单元面积。

· 居工地扩张区。居工地扩张区土地覆盖的复原是要在获取居工地土地覆盖扩张面积的基础上，确立其土地覆盖的构成，进而获得其计算单元历史时期土地覆盖的构成。居工地扩张区的面积分农村居民点和其他居工地两个方面来加以分析。

对于农村居民点的扩张，首先根据20世纪80年代以来农村居民点的变化，通过回归分析建立农村居民点的扩张面积与其对应时期的农村人口和农业产值之间关系；进而根据历史时期的农业人口和农业产值求算各时期的农村居民点的面积，即

$$a_{ac} = (A \cdot POP_a + B \cdot GDP_a + C) \cdot \eta \tag{5-7}$$

式中 $a_{ac}$ 为农村居民点面积；$POP_a$ 为农村人口；$GDP_a$ 为农业产值；$A$，$B$，$C$ 为回归常数；$\eta$ 为根据社会发展阶段确立的调整系数。

其他居住地的扩张则根据20世纪80年代以来其他居工地面积的变化，通过回归分

析建立其他居工地面积与其对应时期的城市人口和工业产值之间关系；进而根据历史时期的城镇人口和工业产值求算各时期的其他居民点的面积，即

$$a_{\alpha} = (A \cdot POP_c + B \cdot GDP_i + C) \cdot \eta \tag{5-8}$$

式中 $a_{\alpha}$ 为其他居民点面积；$POP_c$ 为城镇人口；$GDP_i$ 为工业 $GDP$；$A$，$B$，$C$ 为回归常数；$\eta$ 为根据社会发展阶段确立的调整系数。

在本项目中，按照计算单元内非居工地的土地覆盖构成情况，按照占补平衡原理，将扩张的居工地进行复原，即

$$\rho_i = \frac{\rho_{0i} \cdot a + a_e \cdot \rho_{0i}/(1-\rho_c)}{a} \tag{5-9}$$

式中 $\rho_i$ 为复原后 $i$ 类土地覆盖的百分比；$a_e$ 为扩张的居工地的面积；$\rho_{0i}$ 为复原前的 $i$ 类土地覆盖的百分比，其他参数同上。

· 耕地、林草地。耕地、林草地面积的复原则根据县级行政单元的统计和规划数据，确立其耕地、林草地扩张和退缩比例，获得计算单元内耕地、林草地的构成百分比。当计算单元位于一个县级行政单元时，则该单元内耕地、林草地的变化率则为其所在县级行政单元的变化率。当计算单元跨多个县级行政单元时，其耕地、林草地的变化率为其面积加权后的变化率，即

$$r = \frac{\sum_{i=1}^{n} a_i \cdot r_i}{\sum_{i=1}^{n} a_i} \tag{5-10}$$

式中 $r$ 为计算单元林草地的面积变化百分比；$a_i$ 为计算单元在 $i$ 个行政单元辖区内的面积；$r_i$ 为 $i$ 个行政单元内林草地动态变化率。

· 未利用土地。未利用土地构成的复原则按照占补平衡原理进行复原。不失一般性，土地覆盖的动态变化与其面积有关，在本项目中，设定复原前后未利用土地各亚类之间的构成比率不变，即

$$\rho_{ui} = \frac{1-\rho_u}{1-\bar{\rho}_u} \cdot \rho_{0ui} \tag{5-11}$$

式中 $\rho_{ui}$ 为复原后 $i$ 类未利用土地的面积构成百分比；$\rho_{0ui}$ 为复原后 $i$ 类未利用土地的面积构成百分比；$\bar{\rho}_u$ 为复原前未利用土地面积的总体百分比；$\rho_u$ 为复原后未利用土地的总体百分比。

（3）土地利用数据的分类编码　　土地利用一级类型分为 6 大类：①耕地；②林地；③草地；④水域；⑤城乡、工矿、居民用地；⑥未利用土地。在此基础上细分为 25 个二级类型。其中，与人口分布密切相关的是第 5 类城乡、工矿、居民用地，即指城乡居民点及县镇以外的工矿、交通等用地。其中又分为 3 个二级类型。

51：城镇用地（指大、中、小城市及县镇以上建成区用地）；52：农村居民点；53：工交建设用地，指独立于城镇以外的厂矿、大型工业区、油田、盐场、采石场等用地、交通道路、机场及特殊用地。具体的土地利用分类系统及编码见表 5-1。

**表 5-1　1∶10 万土地资源分类系统名称及编码**（中国科学院资源环境数据中心，2000）

| 一级类型 | | 二级类型 | | 含　义 |
|---|---|---|---|---|
| 编码 | 名称 | 二级编码 | 名称 | |
| 1 | 耕地 | - | - | 指种植农作物的土地，包括熟耕地、新开荒地、休闲地、轮歇地、草田轮作物地；以种植农作物为主的农果、农桑、农林用地；耕种三年以上的滩地和海涂 |
| - | - | 11 | 水田 | 指有水源保证和灌溉设施，在一般年景能正常灌溉，用以种植水稻，连藕等水生农作物的耕地，包括实行水稻和旱地作物轮种的耕地 |
| - | - | 12 | 旱地 | 指无灌溉水源及设施，靠天然将水生长作物的耕地；有水源和浇灌设施，在一般年景下能正常灌溉的旱作物耕地；以种菜为主的耕地；正常轮作的休闲地和轮歇地 |
| 2 | 林地 | - | - | 指生长乔木、灌木、竹类、以及沿海红树林地等林业用地 |
| - | - | 21 | 有林地 | 指郁闭度>30%的天然林和人工林。包括用材林、经济林、防护林等成片林地 |
| - | - | 22 | 灌木林 | 指郁闭度>40%、高度在 2m 以下的矮林地和灌丛林地 |
| - | - | 23 | 疏林地 | 指林木郁闭度为 10%～30%的林地 |
| - | - | 24 | 其他林地 | 指未成林造林地、迹地、苗圃及各类园地（果园、桑园、茶园、热作林园等） |
| 3 | 草地 | - | - | 指以生长草本植物为主，覆盖度在 5%以上的各类草地，包括以牧为主的灌丛草地和郁闭度在 10%以下的疏林草地 |
| - | - | 31 | 高覆盖度草地 | 指覆盖>50%的天然草地、改良草地和割草地。此类草地一般水分条件较好，草被生长茂密 |
| - | - | 32 | 中覆盖度草地 | 指覆盖度在>20%～50%的天然草地和改良草地，此类草地一般水分不足，草被较稀疏 |
| - | - | 33 | 低覆盖度草地 | 指覆盖度在 5%～20%的天然草地。此类草地水分缺乏，草被稀疏，牧业利用条件差 |
| 4 | 水域 | - | - | 指天然陆地水域和水利设施用地 |
| - | - | 41 | 河渠 | 指天然形成或人工开挖的河流及主干常年水位以下的土地。人工渠包括堤岸 |
| - | - | 42 | 湖泊 | 指天然形成的积水区常年水位以下的土地 |
| - | - | 43 | 水库坑塘 | 指人工修建的蓄水区常年水位以下的土地 |
| - | - | 44 | 永久性冰川雪地 | 指常年被冰川和积雪所覆盖的土地 |

续表

| 一级类型 | | 二级类型 | | 含　义 |
|---|---|---|---|---|
| 编码 | 名称 | 二级编码 | 名称 | |
| - | - | 45 | 滩涂 | 指沿海大潮高潮位与低潮位之间的潮侵地带 |
| - | - | 46 | 滩地 | 指河、湖水域平水期水位与洪水期水位之间的土地 |
| 5 | 城乡、工矿、居民用地 | - | - | 指城乡居民点及其以外的工矿、交通等用地 |
| - | - | 51 | 城镇用地 | 指大、中、小城市及县镇以上建成区用地 |
| - | - | 52 | 农村居民点 | 指独立于城镇以外的农村居民点 |
| - | - | 53 | 其他建设用地 | 指厂矿、大型工业区、油田、盐场、采石场等用地以及交通道路、机场及特殊用地 |
| 6 | 未利用土地 | - | - | 目前还未利用的土地，包括难利用的土地 |
| - | - | 61 | 沙地 | 指地表为沙覆盖，植被覆盖度在5%以下的土地，包括沙漠，不包括水系中的沙漠 |
| - | - | 62 | 戈壁 | 指地表以碎砾石为主，植被覆盖度在5%以下的土地 |
| - | - | 63 | 盐碱地 | 指地表盐碱聚集，植被稀少，只能生长强耐盐碱植物的土地 |
| - | - | 64 | 沼泽地 | 指地势平坦低洼，排水不畅，长期潮湿，季节性积水或常年积水，表层生长湿生植物的土地 |
| - | - | 65 | 裸土地 | 指地表土质覆盖，植被覆盖度在5%以下的土地 |
| - | - | 66 | 裸岩石质地 | 指地表为岩石或石砾，其覆盖面积>5%的土地 |
| - | - | 67 | 其他 | 指其他未利用土地，包括高寒荒漠、苔原等。 |

**2. 技术路线**

土地利用状况是影响人口空间分布的重要因素，土地利用格局与人口密度之间存在着密切的关系。本书以遥感反演的土地利用数据为信息源，在GIS背景数据和空间分析功能的支持下，探询人口密度-土地利用格局的耦合关系，构建空间分布模型，利用所建模型，生成1km×1km人口栅格数据。人口数据空间化的技术路线可以用图5-5表示。

**3. 人口区划**

黄河流域人口要素空间化的工作是在全国人口分布规律的认识之基础上进行的。我国幅员辽阔，人口分布从西往东波动很大。根据第5次人口普查数据，我国西部、中部和东部的平均人口密度分别为452.3，262.2和51.4（capita/km$^2$）。为了准确反映这种变化，在区位理论、空间统计学的支持下，综合分析我国人口分布和社会经济发展的空

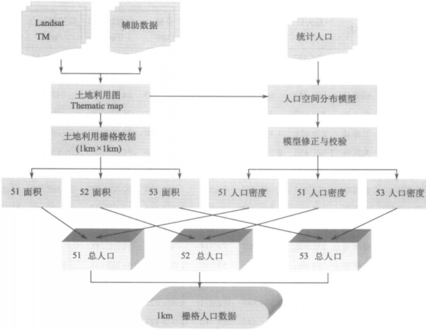



图 5-5　人口栅格数据生成的流程图

51，52，53 分别代表三种土地利用类型：城市居民点、农村居民点和工交建设用地

间特征和区域差异，进行定量表达和分层分区。选用人口数量、人口结构、人口经济、人口资源等指标，用主成分分析方法对原始指标进行筛选，而后对全国各省进行聚类分析，将全国分为 8 大人口区：东北区、华北区、华中区、华东区、华南区、西南区、西北区、青藏区。研究区黄河流域横跨西北区、华北区和华东区三区。为了保证模型应用时的精确度，还需要做二级区划，二级区划突破省级界限，以县为基础单元，做按人口密度、各种土地利用类型所占比例，将每个一级区划分为 5 个二级区，全国分 40 个二级区，黄河流域占 12 个二级区，每个二级区建一个分布模型。

**4. 建模区选择和参数筛选**

在每个子区内，选择一定数量的具有代表性的县，作为建模的样本县，在样本县各项数据的基础上建立模型，模型在该区内适用。样本县按平均人口密度高、中、低分别选取，并且兼顾各种土地利用类型。实际操作过程中，采用从陆地资源卫星 Landsat TM 解译出的 1∶10 万土地利用图，土地利用类型的一级分类为 6 类：耕地、林地、草地、水域、城乡工矿居民用地、未利用土地，二级分类共 67 种。将人口分布与各种土地利用类型进行相关分析，筛选出与人口分布相关性强的具有代表性的土地利用类型，作为建模参数。最终选择的主要参数有：耕地、林地、草地、农村居民点、城镇居民点、工交建设用地。最终用于建模的数据表如表 5-2 所示。

**表 5-2 人口空间分布建模数据表（部分示意）**

| 一级区划 | 二级区划 | 县代码 | 县名 | 总人口/万人 | 耕地/km² | 林地/km² | 草地/km² | 农村居民点/km² | 城镇居民点/km² | 工交建设用地/km² |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 33 | 33151 | 620401 | 白银市 | 472 307 | 1 169 315 | 89 739 | 3 270 892 | 56 559.02 | 31 696.44 | 42 938.29 |
| 33 | 33151 | 622421 | 定西县 | 442 067 | 1 604 924 | 136 022 | 3 344 380 | 63 232.85 | 8678.46 | 3191.55 |
| 33 | 33151 | 622427 | 临洮县 | 506 783 | 953 629 | 172 683 | 2 791 529 | 84 513.09 | 5406.16 | 3704.38 |
| 33 | 33151 | 622926 | 东乡县 | 239 105 | 464 925 | 62 919 | 1 470 637 | 25 192.06 | 601.92 | 266.69 |
| 33 | 33122 | 152822 | 五原县 | 278 916 | 1 449 194 | 53 676 | 957 338 | 459 862.16 | 25 008.23 | 242 923.16 |
| 33 | 33122 | 230601 | 大庆市 | 1 027 462 | 2 732 920 | 267 021 | 1 905 758 | 294 683.50 | 200 166.73 | 374 360.38 |
| 33 | 33122 | 370521 | 垦利县 | 209 019 | 712 606 | 7889 | 490 027 | 133 080.25 | 66 566.91 | 162 653.44 |
| 33 | 33122 | 620301 | 金昌市 | 177 383 | 365 647 | 20 386 | 259 209 | 20 834.87 | 27 802.63 | 24 241.08 |
| 33 | 33122 | 622201 | 张掖市 | 449 182 | 1 252 873 | 160 827 | 1 092 484 | 143 195.67 | 16 473.40 | 11 815.81 |
| 33 | 33122 | 653122 | 疏勒县 | 258 332 | 1 039 257 | 7465 | 991 206 | 42 952.21 | 151 632.11 | 34 632.11 |
| 33 | 33142 | 140423 | 襄垣县 | 237 005 | 575 057 | 75 514 | 994 194 | 44 685.48 | 5562.26 | 38 433.59 |
| 33 | 33142 | 142327 | 柳林县 | 264 089 | 526 834 | 83 597 | 1 072 754 | 193 525.34 | 1253.11 | 19 543.77 |
| 33 | 33142 | 152101 | 海拉尔市 | 222 698 | 537 696 | 8942 | 1 030 851 | 40 574.63 | 90 864.13 | 67 544.86 |
| 33 | 33142 | 152602 | 丰镇市 | 308 144 | 1 533 983 | 122 671 | 1 805 526 | 190 203.91 | 19 191.49 | 305 725.72 |
| 33 | 33142 | 232302 | 安达市 | 487 462 | 2 165 447 | 59 412 | 1 902 124 | 196 249.16 | 56 132.56 | 104 532.92 |
| 33 | 33142 | 622821 | 庆阳县 | 300 100 | 1 448 346 | 177 852 | 2 070 207 | 12 349.77 | 3828.34 | 1160.30 |
| 33 | 33142 | 642102 | 青铜峡市 | 232 398 | 520 593 | 60 648 | 975 297 | 104 716.32 | 5560.83 | 220 359.41 |

### 5. 分区模型构建

在每个子区内，选择一定数量的具有代表性的县，作为建模的样本县，在样本县各项数据的基础上建立模型，模型在该区内适用。样本县按平均人口密度高、中、低分别选取，并且兼顾各种土地利用类型。

（1）模型结构　全国的人口空间分布模型基于相同的理论基础，因此具有统一的模型结构，只是在各个变量的参数上有所不同。设在某个二级区内选择了 $N$ 个样点县，假定总人口与各部分人口之间是线性关系，第 $j$ 个样点县的总人口为

$$P_j = \sum_{i=1}^{M}(A_i \times p_{ij} \times s_{ij}) + B_j \tag{5-12}$$

式中 $P_j$ 为第 $j$ 个样点县的总人口；$p_{ij}$ 为该县第 $i$ 种土地利用类型内的平均人口密度；$s_{ij}$ 为该县第 $i$ 种土地利用类型所占的面积（从表 5-2 中得到）；$M$ 为土地利用类型数量。

上式为 $M$ 元一次方程，含 $M$ 个未知数，因此当 $N=M$ 时，可连立方程组用差分法求解；当 $N>M$ 时，为超定方程问题，可用最小二乘法求解。为了保证模型的精度，$N$ 应当远大于 $M$。注意在求解时，为了保证“无土地则无人口”这一事实，回归方程的截距 $B_j$ 应设为 0。

表 5-3 为黄河流域 2000 年人口空间分布模型的构建结果示意。

**表 5-3　黄河流域 2000 年人口空间分布模型的构建结果数据表**（部分示意）

| 行政代码 | 县市名称 | 总人口 | 城镇居民点人口系数/（人/km²） | 农村居民点人口系数/（人/km²） | 工交用地人口系数/（人/km²） | 耕地人口系数/（人/km²） |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 410101 | 郑州市 | 1 920 980 | 9949 | 2707 | 471 | 529 |
| 410121 | 荥阳市 | 633 919 | 15 797 | 2720 | 0 | 393 |
| 410122 | 中牟县 | 641 206 | 8743 | 2379 | 414 | 239 |
| 410123 | 新郑市 | 588 484 | 12 215 | 3324 | 578 | 210 |
| 410125 | 登封市 | 590 017 | 17 727 | 5200 | 0 | 243 |
| 410126 | 新密市 | 703 241 | 19 075 | 3284 | 0 | 257 |
| 410181 | 巩义市 | 755 698 | 19 697 | 3391 | 0 | 368 |
| 410201 | 开封市 | 733 517 | 10 058 | 2737 | 476 | 304 |
| 410221 | 杞县 | 989 950 | 12 278 | 3341 | 581 | 292 |
| 410222 | 通许县 | 550 546 | 14 104 | 3838 | 668 | 310 |
| 410223 | 尉氏县 | 821 148 | 12 884 | 3506 | 610 | 231 |
| 410224 | 开封县 | 674 920 | 10 052 | 2735 | 476 | 285 |
| 410225 | 兰考县 | 688 521 | 10 541 | 2868 | 499 | 225 |
| 410301 | 洛阳市 | 1 323 225 | 12 297 | 2117 | 0 | 366 |
| 410322 | 孟津县 | 424 817 | 17 864 | 3076 | 0 | 273 |
| 410323 | 新安县 | 501 422 | 18 354 | 3160 | 0 | 326 |
| 410324 | 栾川县 | 300 047 | 20 703 | 9810 | 820 | 941 |
| 410325 | 嵩县 | 496 981 | 16 356 | 4798 | 0 | 294 |
| 410326 | 汝阳县 | 400 108 | 18 432 | 5407 | 0 | 347 |
| 410327 | 宜阳县 | 624 618 | 16 195 | 2788 | 0 | 260 |
| 410328 | 洛宁县 | 421 641 | 9117 | 2675 | 0 | 224 |
| 410329 | 伊川县 | 691 980 | 22 238 | 3829 | 0 | 245 |
| 410381 | 偃师市 | 779 479 | 17 966 | 3093 | 0 | 294 |
| 410401 | 平顶山市 | 783 849 | 10 940 | 1884 | 0 | 341 |
| 410421 | 宝丰县 | 464 308 | 17 090 | 2942 | 0 | 226 |
| 410422 | 叶县 | 821 117 | 9732 | 2648 | 461 | 230 |
| 410423 | 鲁山县 | 800 766 | 16 572 | 4862 | 0 | 314 |
| 410425 | 郏县 | 536 580 | 16 831 | 2898 | 0 | 221 |
| 410426 | 襄城县 | 772 094 | 13 887 | 3779 | 657 | 280 |
| 410481 | 舞钢市 | 318 357 | 9825 | 1692 | 0 | 256 |
| 410482 | 汝州市 | 899 435 | 17 669 | 3042 | 0 | 220 |

（2）模型校正　　人口空间分布除了受土地利用格局这一主要因素控制外，还受到其他一些因素的影响。为此在研究中引入了四种校正要素，对多元统计模型进行多方位校正，以确保模型的合理性和准确性。校正因素和校正方法如下。

1）城市人口密度校正：在大城市地区，城市的人口密度分布符合质量-距离衰减定律。

$$\rho(r) = \rho_0 e^{-(r/r_0)} \tag{5-13}$$

式中 $\rho$ （$r$） 为人口密度；$\rho_0$ 为城市特征半径内的人口密度；$r$ 为距城市特征中心的距离；$r_0$ 为城市特征半径。

研究中利用 GIS 软件 ArcInfo™的网络分析功能（Network Analysis），确定每个栅格 Grid（$i$）距中心栅格的距离 $r$（$i$），由式（5- 13）结合式（5-12 ）对每个栅格的人口密度进行修正。

2）交通状况校正：交通状况（包括公路、铁路、航运）对于人口的空间分布有较为重要的影响。为此我们收集了我国主要公路（县级公路以上）、铁路（二级以上）分布图，在 Arc/Info 的 GRID 模块下转换成栅格数据，统计落在每个栅格的道路类型、等级和长度，利用这三个指标对人口密度进行加权修正。

3）DEM 校正：海拔、坡度是影响人口空间分布的又一重要因素。在黄河流域 1∶100 万 DEM 数据基础上，提取出高程、坡度、地貌类型三个因子。统计分析表明，总的来说，人口密度与高程、坡度成负相关关系；在不同的地貌类型中，这种相关关系的响应程度与响应模式也有差异。因此，在不同的地貌类型区（山地、丘陵、平原），采用相应的权重分配方案，对人口模型进行了修正。

4）总量控制：按照上述步骤生成初始版本的人口空间分布数据（1km 栅格）。其后，将 1∶10 万县级行政区界线图叠加在 1km 栅格数据上，利用 GIS 的多边形区域统计功能，统计各个县（市）的总人口数。一般来说，统计出来的人口（模型人口）与实际的分县人口数据存在一定程度的偏差，因此须对人口模型生成的数据进行平差处理，即用预测人口与实际人口的比例系数对每种土地利用类型内的人口密度进行调整。具体的处理方法如下式所示（Flowerdew and Green，1989；Yew Yuan et al.，1997）。

$$p'_{ij} = \frac{P_i}{C_i} \times p_{ij} \tag{5-14}$$

式中 $p'_{ij}$为调整后的第 $i$ 个行政区内第 $j$ 种土地利用类型内的人口密度；$P_i$ 为第 $i$ 个行政区空间模型预测总人口；$C_i$ 为第 $i$ 个行政区实际总人口；$p_{ij}$ 为第 $i$ 个行政区内第 $j$ 种土地利用类型内的人口密度。

**6. 人口空间数据的生成**

像元级（1km×1km）的人口密度的空间表示可以用下式表示

$$p_j = \left[\sum_{i=1}^{M}(p_{ij} \times s_{ij})\right] / \sum_{i=1}^{M} s_{ij} \tag{5-15}$$

式中 $p_j$ 为第 $j$ 个像元的人口密度；$p_{ij}$ 为该像元第 $i$ 种土地利用类型内的平均人口密度（由式 5-14 得出）；$s_{ij}$ 为该像元第 $i$ 种土地利用类型所占的面积；$M$ 为土地利用类型数

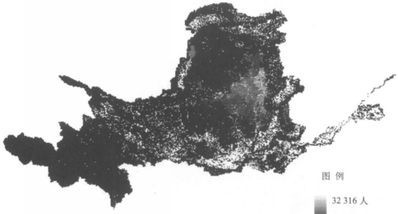
量。

将黄河流域多年县级统计人口数据代入到上述模型中，即可进行空间化处理，建立以 1km 栅格为基本单元的多维空间数据库，形成具有统一空间坐标参数、统一数据格式、统一的数据和元数据标准的黄河流域 1km 栅格的人口数据库。

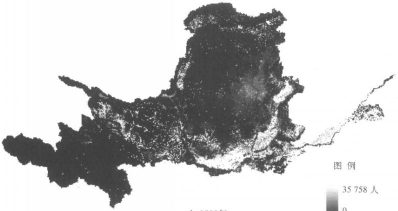
图 5-6 给出了黄河流域 1985，1990，1995，2000 年四个时期 1km 栅格人口空间分布数据。

### 7. 模型检验

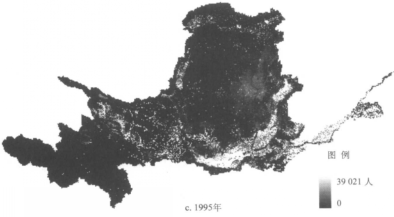
为了对人口数据的精度进行校验，我们在黄河流域各省中，选取了 12 个具有完整的乡镇人口数据的乡（镇）作为检验样本，对模型结果进行校验：首先将乡（镇）边界



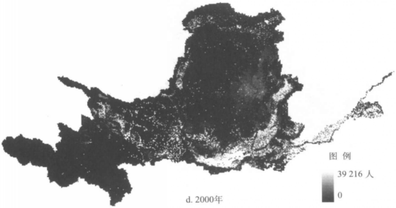

a. 1985年




b. 1990年




c. 1995年




d. 2000年

图 5-6　黄河流域多年人口栅格数据集

数字化为矢量图，将其转换为统一的投影、坐标系统后，利用 GIS 的空间分析功能，叠加到人口栅格数据上，统计出各乡（镇）的人口总和，与统计的人口数据进行对比。

检验表明本次工作获得了很好的结果：以统计数据为真值，空间化人口数据的相对误差在 4.5%～13.6% 之间，而且大部分样本（其中的 10 个乡）的相对误差小于 10%。尽管用于检验的样本数据还不够多，但这无疑给我们很大的鼓舞，我们将在今后的工作中作进一步的调研和分析。

## 二、社会经济要素空间分布模型

本次研究中在成功实现人口空间化工作之后，开展了社会经济指标空间化研究：以黄河流域为研究区，选取流域水循环研究所需的重要指标：国民生产总值（Gross Do-

mestic Product，GDP）为例，制定了社会经济数据空间化的技术流程。在综合分析我国经济社会经济发展的区域差异的基础上，建立影响经济发展的关键因素评估模型，开发空间区位模型和经济发展动力学模型，与 1∶25 万或 1∶10 万土地利用图结合，建立县级 GDP 和人均 GDP 的空间表达方法，实现 1km 栅格的社会经济数据的空间仿真。

## （一）GDP 的空间分布

国民生产总值是一个国家在一定时期内（通常是一年）用价值形态（货币）来表现的社会产品和劳务的总值。它包括三个部分：一是生产过程中已经消耗掉的生产资料的价值；二是物质生产部门的劳动者所创造的为自己的产品（必要产品）的价值；三是物质生产部门的劳动者所创造的为社会的产品（剩余产品）的价值。国内生产总值能够全面反映全社会经济活动的总规模，是衡量一个国家或地区经济实力，评价经济形势的重要综合指标，世界上大多数国家都采用这一指标。

按照国际惯例，对国民经济各部门划分为三次产业。我国已制定了《国民经济行业分类和代码》并同国际标准产业分类基本兼容。三次产业划分如下：

第一产业为农业（包括农、林、牧、渔业）；

第二产业为工业（包括采掘业，制造业，电力、煤气及水的生产和供应业）、建筑业；

第三产业包括第一二产业之外的其他各部门。具体可以分为：交通运输、仓储及邮电通信业，批发零售贸易、餐饮业，金融保险业，房地产业，其他行业等。

研究中首先要研究我国社会经济发展的区域差异，分析影响我国社会经济发展的关键要素；其次，参考现有的我国经济发展的区位模型，利用空间分析技术和现有的分行政区单元统计数据，对黄河流域国民生产总值、人均国民生产总值进行空间仿真，构建国民生产总值空间模型，生成基于 1km 栅格的 GDP 空间数据。

## （二）GDP 空间分布模型的构建

### 1. 经济区划

将全国按一定方案划分为若干个人口/经济区，区内的自然、人口、资源、经济条件应基本一致，在建模时，假设每个区是均一的、各向同性的区域。在区位理论、空间统计学的支持下，综合分析我国社会经济发展的空间特征和区域差异，进行定量表达和分层分区。经过分析比较国内外研究成果，从实用性和可比性出发，一级分区沿用我国传统的“东中西三大地带”划分，即

1）东部地带为沿海 12 省区，包括：辽宁、河北、北京、天津、山东、上海、江苏、浙江、福建、广东、海南、广西；

2）中部地带 9 省区，包括山西、内蒙古、吉林、黑龙江、安徽、江西、河南、湖北、湖南；

3）西部地带为西北和西南 10 省区市，包括陕西、青海、宁夏、新疆、重庆、四川、贵州、云南、西藏。黄河流域横跨三个经济区。

二级分区以省为单位，根据人均 GDP 的变异系数（$R$），即样本与总体平均值的比值（相对差距），分为 6 级，即

1：超高 GDP 区（$R \geqslant 1.5$），

2：高 GDP 区（$1.25 < R < 1.5$），

3：上中等 GDP 区（$1.00 < R < 1.25$），

4：下中等 GDP 区（$0.75 < R < 1.00$），

5：低 GDP 区（$0.5 \leqslant R < 0.75$），

6：超低 GDP 区（$R < 0.5$）。

## 2. GDP 空间分布模型的构建

在每个子区内，选择一定数量的具有代表性的县，作为建模的样本县，在样本县各项数据的基础上建立模型，模型在该区内适用。样本县应按县级 GDP 的高、中、低分别选取，并且兼顾各种土地利用类型。

社会经济空间分布模型的关键是确定构成 GDP 产值的要素（第一、二、三产业结构）与土地利用要素（土地利用格局）的关系。表 5-4 给出了 GDP-土地利用格局的关系矩阵。

**表 5-4　GDP-土地利用格局的关系矩阵**

| 土地利用类型 | G11（农） | G12（林） | G13（牧） | G14（渔） | G2（二产） | G3（三产） |
|---|---|---|---|---|---|---|
| L1（耕地） | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| L2（林地） | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | |
| L3（草地） | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | |
| L4（水体） | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | |
| L5（城乡工矿居民地） | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | |
| L6（未利用地） | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |

其中，L1（耕地）分为水田（L11）、旱地（L12）两个二级类型，林地、草地、水域、城乡工矿居民地、未利用地的二级类型数目分别为 4，3，6，3，7。关系矩阵中的 1 表示密切相关，0 表示无关或相关性极弱。三产与各种土地利用的关系待定（见下面内容）。设在某个子区内选择了 $N$ 个样点县，第 $j$ 个样点县的 GDP 为 Gj，所建立的模型为

（1）第一产业模型

$$G1_j = G11_j + G12_j + G13_j + G14_j \tag{5-16}$$

$$G11_j = \sum_{i=1}^{2} (A_i \times g_{ij} \times L1_{ij}) + B_j \tag{5-17}$$

$$G12_j = \sum_{i=1}^{4} (A_i \times g_{ij} \times L2_{ij}) + B_j \tag{5-18}$$

$$G13_j = \sum_{i=1}^{3}(A_i \times g_{ij} \times L3_{ij}) + B_j \quad (5\text{-}19)$$

$$G14_j = \sum_{i=1}^{6}(A_i \times g_{ij} \times L4_{ij}) + B_j \quad (5\text{-}20)$$

式中 $G1_j$ 为第 $j$ 个样点县的一产产值；$G11_j \sim G14_j$ 分别为一产中农、林、牧、渔业的产值；$g_{ij}$ 为该县第 $i$ 种土地利用类型内的平均 $GDP$；$L1_{ij} \sim L4_{ij}$ 分别为该县第 1～4 类土地利用类型的第 $i$ 二级类所占的面积；$B_j$ 为常数项。

对选出的 $N$ 个样点县，用最小二乘法对式 5-17～5-20 求解，即可得出单位面积的 GDP（即 $g_{ij}$）。式 5-16 用于对模型结果的总控和校验。

（2）第二产业模型

与一产模型类似：

$$G2_j = \sum_{i=1}^{3}(A_i \times g_{ij} \times L5_{ij}) + B_j \quad (5\text{-}21)$$

式中 $G2_j$ 为第 $j$ 个样点县的二产产值；$L5_{ij}$ 为该县第 5 类土地利用（城乡工矿居民地）的第 $i$ 二级类所占的面积；$g_{ij}$，$B_j$ 含义同上。

（3）第三产业模型

在 GDP-土地利用格局的关系矩阵中（表 5-4），三产与各种土地利用的关系是最不容易确定的。为此，研究中分三步进行。

1）初选：根据三产的具体内容，直接将与三产无关的二级土地类型剔除。

2）相关系数法初步筛选：将某县的三产产值（$G_3$）与该县二级土地类型的面积进行单因子相关分析，剔除相关性极差的类型（相关系数 $R2<0.1$）。

3）主成分分析：利用 G3 与剩下的二级土地类型的面积构成相关系数矩阵 $E$，求 $E$ 的特征值和特征向量（$\lambda_1$，$\lambda_2$，$\cdots\lambda_n$）；取累积贡献率 $R>85\%$ 的前 $m$ 个主成分（$P1$，$P2$，…，$Pm$）（式 5-22），表征 $G_3$ 与二级土地类型之间的对应关系（式 5-23）。

$$R = \left(\sum_{i=1}^{m}\lambda_i\right) / \left(\sum_{i=1}^{n}\lambda_i\right) \quad (5\text{-}22)$$

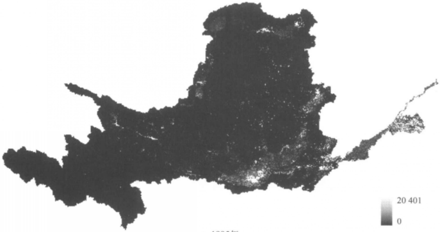
$$G3_j = \sum_{i=1}^{m}(A_i \times g_{ij} \times P_{ij}) + B_j \quad (5\text{-}23)$$

式中 $G3_j$ 为第 $j$ 个样点县的三产产值；$P_{ij}$ 为该县土地利用的前 $m$ 个主成分；$g_{ij}$，$B_j$ 含义同上。

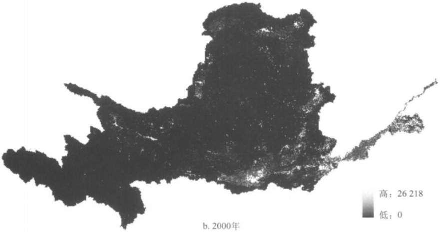
**3. 模型的应用**

按照上述方法，可以实现将统计型的 GDP 值展布到 1 km 空间栅格上。图 5-7 给出了黄河流域 1995，2000 年 GDP 空间化成果。

图 5-8 给出了黄河流域 2000 年 GDP 分产值数据空间化成果，包括一产（农业产值、林业产值、牧业产值、渔业产值、）二三产。

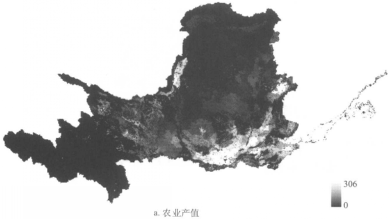



a. 1995年




b. 2000年

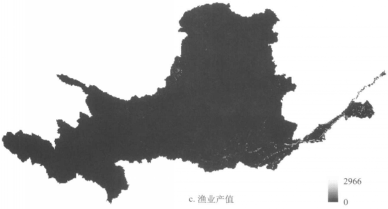
图 5-7　黄河流域 2000 年空间化的 1km 栅格 GDP（单位：万元）



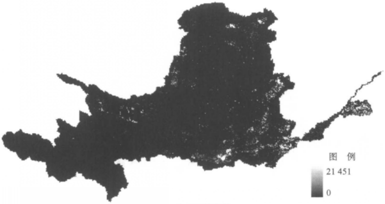

a. 农业产值




b. 林业产值




c. 渔业产值




d. 二三产产值

图 5-8　黄河流域 2000 年分产值数据空间化成果（单位：万元）

# 第六章　黄河流域社会经济用水空间分布模型构建

## 第一节　社会经济用水及其空间分布

用水是流域水量平衡的重要组成部分，它是描述人工侧支水循环的重要依据，在一定程度上反映了人类活动对水资源的影响方式和影响程度。对于干旱半干旱地区，由于水资源的稀缺性，从而成为区域社会经济发展和生态环境保护最为特殊的因子。在干旱半干旱地区，有效降水往往难以支撑高等级的农业经济和生态群落，灌溉和引水是区域社会经济发展和生态系统构建的重要支撑，因此径流性水资源在干旱半干旱地区具有非常重要的意义。

随着国民经济和社会的不断发展，社会经济用水需求不断攀升，与此同时，人类活动也在深刻改变着流域水资源演变过程和演化规律，尤其是20世纪80年代以来，我国北方地区进入一个长干旱周期，进入90年代，干旱从华北平原向黄河上中游地区。与此同时，该时段内各项社会经济活动由于改革开放进程的推进也随之加剧，以“供水－用水－耗水－排水”为基本过程的人工侧支水循环通量显著加大，并不断改变下垫面覆被变化甚至是水循环动力条件，从而改变了天然流域水循环过程与规律。

在自然因素和人类活动的共同驱动下，我国干旱半干旱地区水资源普遍呈现明显的衰减趋势，尤其是20世纪90年代，部分流域衰减幅度甚至达到40%，严重影响流域水资源规划和社会经济发展。如渭河流域，20世纪90年代水资源量较1956～1990年多年平均减少了37.8%。在这种流域水资源发生深度演变的背景下，必须系统识别出这种衰减现象的具体成因和各类因子的贡献率，进而对未来不同水平年的流域水资源演变的情势做出判断和预测，才能在未来时段的水资源评价、规划和调控中做到有的放矢。

目前，流域的用水问题主要采用按行政单元或流域单元进行汇总统计，时间上一般以年为单位，距离支持流域水量平衡研究尚存在很大差距。本研究的目的是在空间信息技术的支持下，对流域用水信息进行空间分辨率和时间分辨率上的细化，生成符合“黄河流域空间数据平台”统一标准的空间化数据，为流域水量平衡分析和建模提供高质量的数据支持。以遥感为信息源，利用GIS的空间分析功能，建立黄河流域用水数据空间化模型，将年度的地市/县为单元的统计数据，展布到1km×1km的网格上。

## 第二节　用水信息空间化的国内外研究进展

国际上用水信息空间化的研究开展得较早，特别是近年来许多研究机构参与到这一领域，开发了不少实用性很强的用水数据空间化模型。如加拿大环保部门开发的WUAM（Water Use Analysis Model）模型（Kassem，Tate and Dossett，1992，1994），将流域视为由特定的节点和节点间的联系组成的网络世界，用水情景分析和水量平衡建

立在这样的网络上，时间步长为月。该模型忽略点、农田级的空间细节，同时忽略用水一回灌、地表水一地下水转换等细节。美国于 2000 年启动国家用水信息计划（NWUIP），旨在寻求从站点观测到区域估算的有效途径。德国 Kassel 大学环境系统研究中心（the Center for Environmental System Research of the University of Kassel）在联合国粮农组织（FAO）支持下，研制了 WaterGap-WUM 模型（Petra Doell，Joseph Alcamo，etc），是目前运用比较成功的全球尺度用水模型。在该研究中，作为建模的第一步，各区域的用水被分配到 0.5°×0.5°的地理网格上。该模型与水文模型（WaterGap-WHM）相辅相成，共同构成了全球水资源模型，并用于全球变化对水资源匮乏影响的评价。该模型得到 FAO 的认可，并积极鼓励各国科学家在更详细的基础资料的基础上，进行用水模型的本地化。例如 NoWUM（Petra Doell and Maike Hauschild，2000）就是 WaterGap-WUM 思路的区域尺度版本，适用于巴西东北部地区。

在国内，1997 年实施的全国水行业行动计划-水资源需求分析和水价研究专题，以黄淮海地区为研究区，对流域水资源供需情况分析与评价，建立了应用模型，对作物灌溉与产出关系进行了量化分析，对全国及黄河流域和分流域二级区的社会经济发展进行预测；对灌溉需水、农业用水、城市居民生活用水模型和非居民生活用水量进行预测；分别用计量经济学方法分析和统计学方法对水价和居民收入及工业产值对需水量的影响进行了量化分析，提出了不同条件下影响的量化指标或计算公式。

## 第三节　用水信息空间化的技术路线

本次黄河流域社会经济用水空间化是在三方面基础数据支持下进行的，一是“全国水资源综合规划”中空间尺度为三级区套地市、时间尺度为年的社会经济用水统计数据，具体项目包括农业用水、生活用水（分城镇生活用水和农村生活用水）和工业用水；二是以本次研究所开发的社会经济要素空间数据为基础，包括人口和 GDP 数据；三是 1∶10 万的土地利用空间数据信息。

社会经济用水一般分为农业用水、工业用水和生活用水，在 WaterGap-WUM 模型中，将牲畜用水（livestock）单独列为一项，而 WUAM 中，还包括了第三产业中旅游业的用水等。我国的水资源统计数据中，通常采用以下用水指标：流域人均综合用水量、万元 GDP（当年价）用水量、农田灌溉亩均用水量、万元工业产值（当年价）用水量；人均生活用水量：城市每人每日用水量、农村每人每日用水量（含牲畜用水）等。本次研究分别对这三类用水都进行了时空展布。其中农业用水的空间分布主要依据灌溉面积空间分布，结合分区农业种植结构情况进行展布，时间上则依据不同农作物生长的需水过程进行分配；工业用水空间化主要根据“全国水资源综合规划”提供的三级区套地市工业用水数据，按照前面第二产业 GDP 空间分布进行空间展布，时间上则基本按照年内均化处理；生活用水分为城镇生活用水和农村生活用水，主要依据城镇人口和农村人口发布情况进行展布，时间上适当考虑夏季和冬季用水差异。本次研究未考虑三级区套地市内工业用水定额和生活用水定额的差异。

WaterGap-WUM、NoWUM 和 WUAM 为用水空间模型提供了理论基础和方法框

架，本研究在此基础上，结合黄河流域的实际情况，进行了深化和改进。

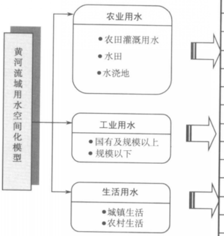
1）以土地利用（1：10 万）为核心进行定位研究，强调不同的用水发生在不同的地理空间（下垫面）上。

2）拥有网格化的人口、社会经济空间分布模型和数据的支持（1km×1km）。

3）丰富的、高精度的流域基础空间数据。

4）多尺度、多层次的校验手段。

黄河流域用水空间模型的逻辑结构及数据基础如图 6-1 所示。




| 数据名称 | 类别 | 分辩率 | 存储格式 |
|---|---|---|---|
| 水田 | 土地利用 | 100m | coverage |
| 旱地 | 土地利用 | 100m | coverage |
| 林地 | 土地利用 | 100m | coverage |
| 草地 | 土地利用 | 100m | coverage |
| 水域 | 土地利用 | 100m | coverage |
| | | | |
| 工业 GDP | 社会经济 | 1km | GRID |
| | | | |
| 城镇居民点 | 土地利用 | 100m | coverage |
| 工矿交通 | 土地利用 | 100m | coverage |
| 城镇人口 | 人口 | 1km | GRID |
| 农村居民点 | 土地利用 | 100m | coverage |
| 农村人口 | 人口 | 1km | GRID |
| | | | |

图 6-1　黄河流域用水空间模型的逻辑结构及数据基础

# 第四节　用水信息空间化模型及其应用

## 一、工业用水空间化

工业产值与工业用水密切相关，万元工业产值（当年价）用水量往往被作为工业用水的重要指标：

万元工业产值用水量＝工业用水量/工业产值/（$m^3$/万元）

由于在本书的第五章已经生成了基于公里网格的工业产值空间数据，因此可以用下面的模型计算黄河流域工业用水量的空间分布：

$$\mathrm{IWU}[i,j]=\mathrm{IGDP}[i,j]\times R \tag{6-1}$$

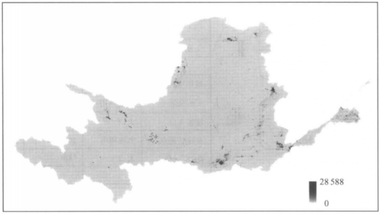
式中

IWU［$i$，$j$］：像元工业用水；

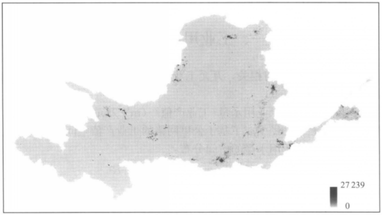
IGDP［$i$，$j$］：像元工业 GDP；



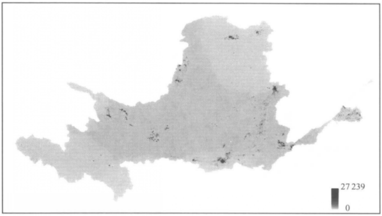

a. 黄河流域2000年工业用水空间分布图




b. 黄河流域1995年工业用水空间分布图




c. 黄河流域1990年工业用水空间分布图




d. 黄河流域1985年工业用水空间分布图

图 6-2　黄河流域 1985，1990，1995，2000 年四期工业用水空间分布图（单位：万 $m^3$）

$R$：万元工业产值用水量，区域工业用水量/区域 IGDP。

图 6-2a～d 分别为以黄河流域公里网格的工业产值空间数据为输入项，根据模型式 6-1 计算得到的黄河流域 1985，1990，1995，2000 年四期工业用水空间分布图。工业用水的年内分配则按照年内均化处理。

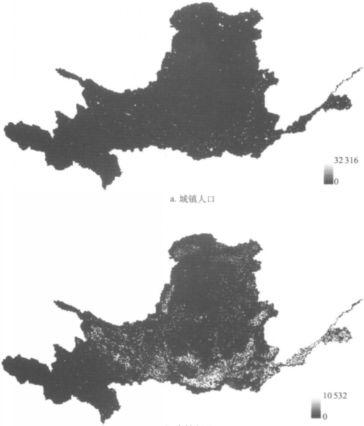
## 二、生活用水空间化

生活用水包括城镇生活用水和农村生活用水。生活用水与单位面积的人口数量（即人口密度）密切相关，因此获得空间化的人口数据是生活用水空间化的前提条件。利用已经获得空间化的人口数据，结合三级区套地市的生活用水统计数据，在忽略各三级区套地市单元内的生活用水定额的差异，则可以方便地获取区域城镇生活用水和农村生活用水的空间展布。

在前面已获取的空间化的人口数据支持下，本次研究生成了黄河流域农村生活用水和城镇生活用水空间栅格数据集。图 6-3～图 6-6 分别为黄河流域 1985，1990，1995，2000 年城镇和农村人口空间分布情况。生活用水的年内分配上，通过对黄河流域自然环境、生活习惯和典型分析，同时参考相关研究成果，拟定黄河流域年内春夏秋冬四个季节的用水比例分别为 0.9∶1.3∶1.1∶0.8，作为生活用水年内分配的基本依据。

在空间化的人口数据支持下，每个空间像元的城镇生活用水情况可以用式 6-2 表示：

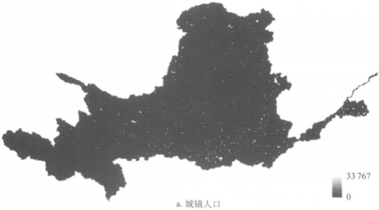
$$\mathrm{CDWU}[i,j]=\begin{cases}\mathrm{popc}[i,j]\times(\mathrm{water_all}/\mathrm{pop_all}) & (\text{城镇居民点、工矿交通用地})\\ 0 & (\text{非城镇居民点、工矿交通用地})\end{cases} \tag{6-2}$$



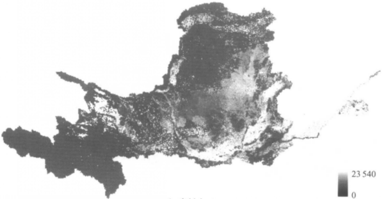

a. 城镇人口

b. 农村人口

图 6-3　黄河流域 1985 年城镇人口和农村人口空间分布情况（单位：人）




a. 城镇人口




b. 农村人口

图 6-4　黄河流域 1990 年城镇人口和农村人口空间分布情况（单位：人）

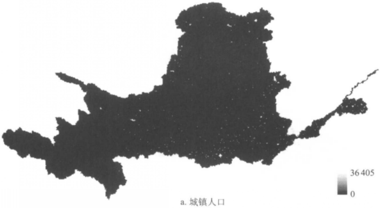



a. 城镇人口

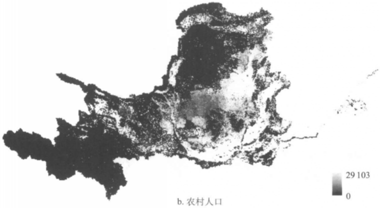



b. 农村人口

图 6-5　黄河流域 1995 年城镇人口和农村人口空间分布情况（单位：人）

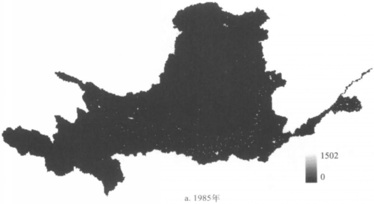



a. 城镇人口




b. 农村人口

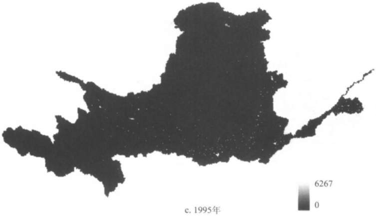
图 6-6　黄河流域 2000 年城镇人口和农村人口空间分布情况



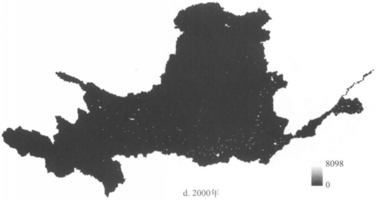

a. 1985年




b. 1990年




c. 1995年




d. 2000年

图 6-7　黄河流域 1985，1990，1995，2000 年城镇生活用水空间分布图（单位：万 $m^3$）

式中 CDWU $[i, j]$ 为像元城镇生活用水量；popc $[i, j]$ 为像元城镇人口数；waterc _ all为区域城镇生活用水总量；popc _ all 为区域城镇总人口。

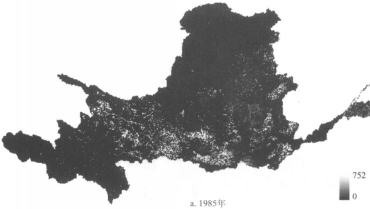
图 6-7a～d 为黄河流域 1985，1990，1995，2000 年城镇生活用水空间分布图。

同样，在农村人口空间化数据支持下，每个空间像元的农村生活用水情况可以用式 6-3 表示：

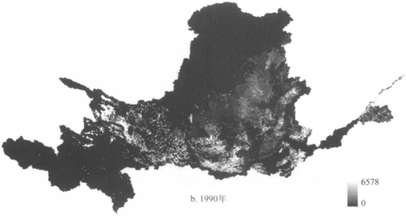
$$\mathrm{RDWU}[i,j]=\begin{cases}\mathrm{popr}[i,j]\times(\mathrm{water_r}/\mathrm{pop_r}) & (\text{农村居民点})\\ 0 & (\text{非农村居民点})\end{cases} \tag{6-3}$$

式中 RDWU $[i, j]$ 为像元农村生活用水量；popr $[i, j]$ 为像元农村人口数；water _ r为区域农村生活用水总量；pop _ r 为区域农村总人口。

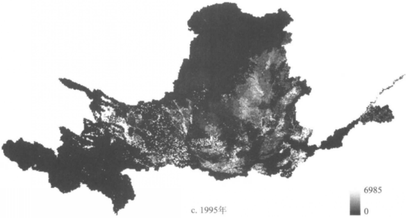
图 6-8a～d 为黄河流域 1985，1990，1995，2000 年农村生活用水空间分布图。



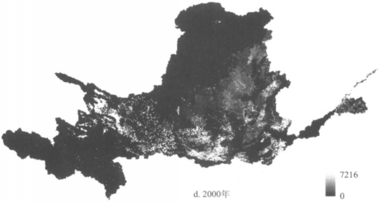

a. 1985年




b. 1990年




c. 1995年




d. 2000年

图 6-8　黄河流域 1985，1990，1995，2000 年农村生活用水空间分布图

## 三、农业用水空间化

这里的农业用水时空化是指推求时间系列的各类农业用水空间分布。本次研究中的农业用水综合为五类，即：水田灌溉用水、旱田灌溉用水、林果地灌溉用水、草场灌溉用水和鱼塘补水。农业用水时空化就是要得到每个栅格范围内多年系列的逐旬各类农业用水。这里的用水指的是毛用水量，即从取水点取用的水量，其中包括了蒸发渗漏损失。由于需要的数据在空间上覆盖的范围广，同时时间跨度又较长，加之数据要求比较详细，很难完全搜集到如此多的资料。因此本次农业用水时空化实际上是依据农业用水统计资料、农作物耕种统计资料、气象资料及土地利用数据等来推求出一套比较接近实际情况的农业用水时空分布。其过程是首先推求出各类灌溉农作物、灌溉林草地等的空间分布状况，然后计算出理论的灌溉需水量时空分布，最后利用用水统计资料对计算灌

溉需水进行修正。

## (一) 灌溉等补水区的空间定位

这里推求灌溉农作物的空间分布指的是要求出每个栅格范围内各类灌溉农作物的面积。农作物包括水稻和有代表性的灌溉旱作物。另外，灌溉林草地及补水鱼塘的空间分布的含义也类似。

本次主要依据各类灌溉面积、农作物种植结构及土地利用数据等资料来推求灌溉农作物及灌溉林草地等的空间分布。灌溉面积指水资源三级分区的各类灌溉面积统计资料，部分年份有水资源三级区套地级市分区的统计资料。由于灌溉农作物及灌溉林草地等的空间分布与土地利用类型有较密切的关系，因此土地利用数据也是本次推求空间分布的重要依据。本次采用的土地利用数据是由中国科学院地理科学与资源研究所资源环境数据中心开发，比例尺为 1∶10 万。

灌溉旱作物是选取了有代表性的 8 类：冬小麦、春小麦、春玉米、夏玉米、棉花、蔬菜、杂粮和其他经济作物。先求出旱田灌溉面积的空间分布，然后结合各分区的种植结构得出各类灌溉旱作物的空间分布。

推求旱田灌溉面积空间分布时利用的一项重要信息是 10 万亩以上大型灌区的范围。由于各灌区的起用时间不同，因此不同年份的灌区数目也不等，本次最多时考虑了 119 处大型灌区。

以下是推求灌溉农作物等空间分布的示意图。

## (二) 灌溉需水量的计算

在得出上述灌溉农作物及灌溉林草等的空间分布后，还需要利用气象资料和统计参数等来推算各配水区具体的灌溉量，本次研究则以各配水区的需水量作为实际灌溉量的依据。本次研究对水田灌溉、旱作物灌溉、林果地灌溉、草地灌溉及鱼塘补水 5 大类需水量分别进行计算，计算的思路是先求出理论的各栅格内各类作物的灌溉需水量过程，然后再结合灌溉农作物及灌溉林草等的空间分布来得出各类灌溉需水量的时空分布（图 6-9）。

（1）作物灌溉需水量　　作物需水量的计算方法一般可分两类：一类是直接计算出作物需水量（如以水面蒸发为参数的需水系数法等）；另一类是通过计算参照作物需水量来计算实际作物需水量，本次采用后一类方法。在计算出实际作物需水量后，再用水量平衡分析法计算净灌溉需水量，最后在考虑蒸发渗漏损失后得到毛灌溉需水量。

首先是计算参照作物的需水量（$ET_0$）。根据理论分析和试验结果，在作物充分灌溉的条件下，影响作物需水量的关键是气象因素。本次气象资料比较齐全，选用了彭曼-蒙特斯（Penman-Monteith）方法分析计算 $ET_0$ 值。其表达式如下：

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(Rn - G) + \gamma \dfrac{900}{T + 273}U_2(e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34U_2)} \tag{6-4}$$

式中 $ET_0$ 为参照作物需水量/（mm · $d^{-1}$）；$R_n$ 为作物表面净辐射（MJ · $m^{-2}d^{-1}$）；$G$ 为土壤热通量（MJ · $m^{-2}d^{-1}$）；$T$ 为 2m 高处的日平均气温（℃）；$U_2$ 为 2m 高处 24h 平均风速/m · $s^{-1}$；$e_s$ 为饱和水汽压（kPa）；$e_a$ 为实际水汽压（kPa）；$\Delta$ 为饱和水汽压曲线斜率（kPa · ℃$^{-1}$）；$\gamma$ 为干湿表常数（kPa · ℃$^{-1}$）。

求出参照作物的需水量 $ET_0$ 后，再采用作物系数 $K_c$ 对 $ET_0$ 进行修正，得到某种具体作物的需水量 $ET_c$，可用下式表达：

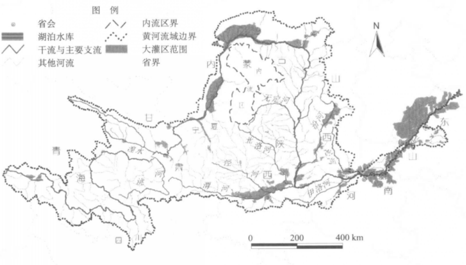



图 6-9　黄河流域大型灌区分布

$$ET_c = K_c \times ET_0 \tag{6-5}$$

$K_c$ 值随作物的种类、作物的生育阶段以及作物生长的地域而不同。

然后是计算作物净灌溉需水量。作物净灌溉需水量是指为了满足作物的正常生长发育要求，在天然条件下需要通过灌溉补充的作物亏缺水量，以及为了改善作物生长环境条件所需增加的灌溉水量之和。净灌溉需水量 $W$ 依据水量平衡原理进行计算，其水量平衡表达式为

$$W = f(ET_c, Pe, Ge, W_{\triangle}) \tag{6-6}$$

式中 $ET_c$ 为作物的需水量；$Pe$ 为有效降雨量；$Ge$ 为作物对地下水的利用量；$W_{\triangle}$ 为同期土壤水变化量。

净灌溉需水量再加上灌溉损失量，则得到毛灌溉需水量，即为了灌溉土地作物而从水源取用的水量。灌溉损失量包括渠道渗漏损失和蒸发损失等。毛灌溉需水量 $W$ 的计算式为

$$W = W/\eta \tag{6-7}$$

式中 $W$ 为净灌溉需水量；$\eta$ 为灌溉水利用系数。

（2）各类灌溉需水量　由上述步骤可得到理论上的各栅格内各类作物的灌溉需水量过程，再结合水稻及各类灌溉旱作物的空间分布，可以得出水田灌溉需水量与旱作物灌溉需水量的时空分布（图 6-10）。

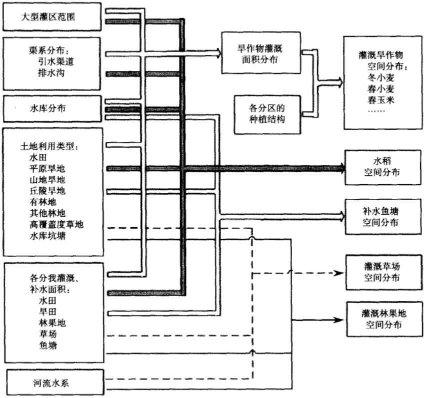



图 6-10　推算灌溉作物等空间分布的示意图

上面得出的灌溉需水量实际上是长度单位的灌溉水深，再乘以栅格内某作物的灌溉面积，即可得到栅格内此作物的体积单位的灌溉需水量。由于假定水田内只种植了水稻一种作物，因此用水稻的灌溉需水量过程结合水稻的空间分布可以得到水田灌溉需水量的时空分布。

前面已提到，本次选取了 8 类有代表性的灌溉旱作物。所以要将各类旱作物的灌溉需水量过程与各类旱作物的空间分布相结合才可以得到旱作物灌溉需水量的时空分布。比如某个栅格某旬的旱作物灌溉需水量 $W_{dry}$ 的计算式可写为

$$W_{dry} = \sum_{i=1}^{m}(A_i \times W_i) \tag{6-8}$$

式中 $A_i$ 为栅格内作物 $i$ 的灌溉面积；$W_i$ 为作物 $i$ 的灌溉需水深；$m$ 为栅格内作物的种类数。

林果地与草地灌溉需水量的时空分布采用与上面类似的方法推算。鱼塘补水量的计算方法不同，是依据水面蒸发量、水体渗漏量及降水量等来进行推算。

通过以上计算，得到了水田灌溉、旱作物灌溉、林果地灌溉、草地灌溉及鱼塘补水等 5 类需水量的时空分布，即每个栅格内 5 类灌溉需水量的逐旬过程。

## （三）对理论灌溉需水的修正

以上推算理论灌溉需水时有一个前提就是充分灌溉条件，但实际上在缺水地区或时期，由于可供水量的限制，并不能充分满足作物的需水量要求，从而只能进行非充分灌溉，因此理论灌溉需水量有可能大于实际灌溉用水量。在另一方面，推算理论灌溉需水时还假定灌溉过程是合理的，但实际上由于技术或管理等原因，灌溉中可能有浪费现象，使实际灌溉用水量大于理论需水量。另外，由于计算方法与资料准确性等原因，使得理论灌溉需水量与实际灌溉用水量不一致。因此要利用灌溉用水统计资料对推算出的灌溉需水时空分布进行修正。本次主要是利用了各分区各类灌溉的年用水量统计值。主要是水资源三级分区的统计值，个别年份有三级区套地市分区的统计值。

（1）逐年系列的年用水量　　由于只有部分有代表性的年份具有灌溉用水的统计值，因此要设法推算出比较合理的逐年系列灌溉年用水量。实际灌溉用水量与理论灌溉需水量及可供灌溉的水资源量这两个因素有密切的关系，而在水资源开发比较充分且农业灌溉用水所占比重较大的黄河流域地区，径流量在很大程度上可以反映可供灌溉的水资源量。本次计算就是先利用已有数据拟合实际灌溉年用水量与理论灌溉年需水量及年径流量的函数关系，然后利用此函数关系来推算逐年的灌溉年用水量。在推算时，对 29 个三级区的 5 类灌溉用水量分别进行推算。

首先要计算出理论灌溉年需水量。由于前面已经得出了各类灌溉需水量的时空分布，因此只要将前面的结果在空间和时间上进行累加即可。比如某个三级区的某类灌溉年需水量的计算式可以写为

$$WD_{region} = \sum_{i=1}^{n}\sum_{j=1}^{n} WD_{grid}(i,j) \tag{6-9}$$

式中 $WD_{region}$ 为某分区某一类灌溉年需水量；$WD_{grid}$（$i$，$j$）为分区内某栅格 $i$ 第 $j$ 旬的灌溉需水量；$n$ 为分区内的栅格数；$m$ 为一年的旬数。

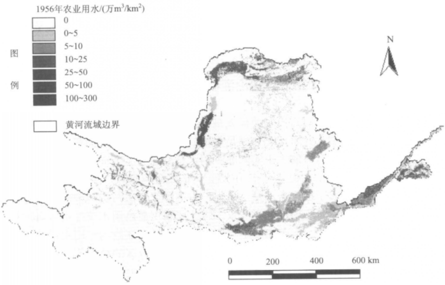
把计算出的理论灌溉年需水量作为一个自变量，把已知三级区年径流量作为另一个自变量，而把实际灌溉年用水量作为因变量，建立二元线性回归数学模型：

$$WU = \beta_0 + \beta_1 \times WD + \beta_2 \times R \tag{6-10}$$

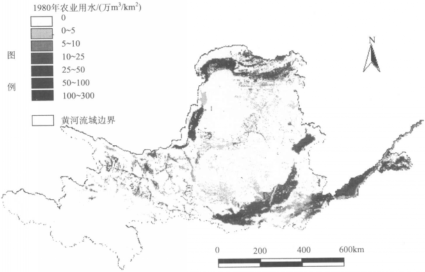
式中 $WU$ 为实际灌溉年用水量；$WD$ 为理论灌溉年需水量；$R$ 为年径流量；$\beta_0$，$\beta_1$ 和 $\beta_2$ 为待估参数。

利用具有灌溉用水统计值年份的资料进行回归分析，表明在绝大多数情况下实际灌溉年用水量与理论灌溉年需水量及年径流量的线性关系比较密切。

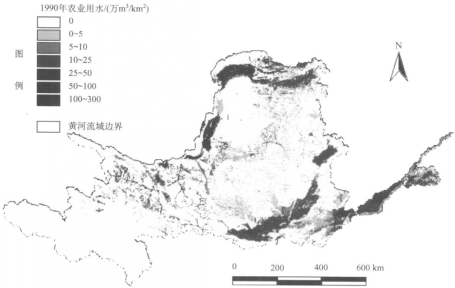
在回归分析中同时求出了待估参数 $\beta_0$，$\beta_1$ 和 $\beta_2$。由于已经有了逐年系列的理论灌溉年需水量和年径流量，因此代入上式后可求得逐年系列灌溉用水量。



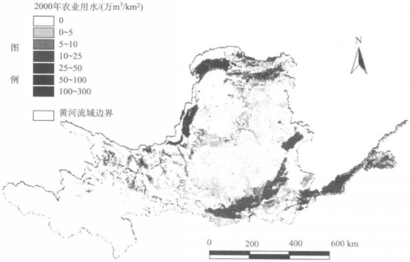

a. 1956年分布图




b. 1980年分布图




c. 1990年分布图




d. 2000年分布图

图 6-11　不同时期黄河流域农业年用水量分布图

（2）对理论灌溉需水量的修正　　对各个年份的各个分区（水资源三级区或三级区套地市分区）的 5 类农业需水分别进行修正。定义某三级区某类灌溉需水在某一年的修

正系数 $\delta$ 为

$$\delta = \frac{WU}{WD} \tag{6-11}$$

式中 $WU$ 为实际灌溉年用水量；$WD$ 为理论灌溉年需水量。则这一年中对该三级区内此类灌溉需水的修正可表达为

$$WD_{grid}^{m}(i,j) = \delta \times WD_{grid}(i,j) \tag{6-12}$$

式中 $WD_{grid}^{m}$（$i$，$j$）为修正后的分区内某栅格 $i$ 第 $j$ 旬的灌溉需水量；$WD_{grid}$（$i$，$j$）为修正前的分区内某栅格 $i$ 第 $j$ 旬的灌溉需水量；$\delta$ 为修正系数。

通过上述方法，可以得到各类农业用水的时空分布，即每个栅格范围内多年系列的逐旬各类农业用水。图 6-11 是几个年份的农业年用水空间分布示意图。

# 第七章　黄河流域二元水循环空间信息平台建设

## 第一节　二元信息平台的总体结构与设计

### 一、概　　述

随着流域水资源研究的定量化程度不断提高，对于基础信息输入需求日益加大。长期的地面观测工作积累了大量的现势的、历史的观测数据，同时现代对地观测系统源源不断地提供多时相、多波段、多角度的空间数据，这些空间数据多源性（多语义性、多时空性、获取手段多源性、存储格式多源性）给数据存储、管理和分析工作带来了巨大挑战。因此自上世纪 90 年代以来，人们在加强流域水资源演化物理过程描述的同时，开始致力于模型的"前期处理"（如输入数据的预处理、参数准备等）和"后期处理"（模型结果的统计、数值化、可视化等），从而形成了"前期处理—模型运算—后期处理"的整体研究结构（图 7-1）。

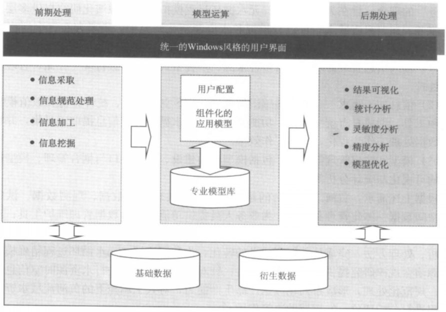



图 7-1　现代水资源研究信息处理基本流程

由于 GIS 具有强大的空间数据管理和分析功能，已逐渐成为水文数据处理和分析的首选工具。多数情况下，GIS 与水文水资源模型之间通过手工传递数据的形式相结

合。常用的GIS软件侧重于通用功能的实现，往往结构庞杂且功能繁多，但是难以按照需要流程化地进行处理，同时缺乏一些水资源领域特殊的处理功能，因此不能完全满足流域水资源研究的需要。为此综合GIS与水资源模型各自的优势，构建集成化信息平台，已成为水资源研究的主要组成部分。

空间信息系统集成可以分为两个层次：一个是空间信息之间相互关系的概念层次集成，侧重于地理信息的空间分析；另一个是不同数据和模型之间组织和管理的技术层次集成。本次研发的"黄河流域二元水循环空间信息平台"（以下简称"黄河二元平台"），以流域水循环二元演化理论为指导，采用面向对象的软件工程方法和组件式GIS开发策略，在上述两个层面对数据、功能、模型等多个专题进行集成，为流域水循环过程模拟和水资源研究提供有效的支持环境。

## 二、平台的分析与设计

### （一）平台目标功能

在黄河流域水资源研究中，已经初步形成了宏观与微观资源环境科学数据序列，但没有形成一个完善的系列数据生成体系与数字研究环境。黄河二元平台充分体现"软件即服务"的理念，旨在为黄河流域二元水循环过程模拟和水资源演化研究提供多层次的信息服务。在黄河流域水循环过程模拟和水资源演化研究中，主要存在三个层次的需求。

（1）输入信息管理需求　　对多种来源、多种格式的数据进行统一存储、管理和归一化处理。

（2）信息加工需求　　整合遥感图像处理、GIS空间分析、统计分析和数值模拟的方法和工具，形成具有统一规范、功能完善的二元水循环要素信息提取工具集，并将常用的数据处理工作流程化，提高工作效率。

（3）模型和输出管理需求　　包括模型库的建设、模型接口与耦合管理、模型输出结果的可视化与统计分析等。

根据上述需求，黄河二元平台的建设目标是：实现统计数据、观测数据、试验数据、空间数据一体化管理和分析，为业务人员提供功能全面的数据管理维护工具；对大量的、多源的资源与生态环境数据进行输入、编辑、标准化、输出；引入多种水资源数据分析、处理方法，完成从数据到信息的转化，为黄河流域二元水循环过程精确模拟和水资源演变规律研究提供数据和工具支持；针对不同应用目的进行水资源时空信息的标准化、规范化处理，形成系列化数据产品生产能力；对人工调控下的黄河流域水资源演化过程进行分析评价，发挥辅助决策作用。

研究成果的可视化表达是平台的又一重要功能。平台将提供各种专题图、分析报告，为水资源模型检验、水资源演化规律可视化表达等提供强大的决策支持。

综合以上分析，黄河设计的目标功能具体包括以下六个方面：

1）实现海量多源异构信息的统一管理；

2）实现流域二元水循环信息预处理工作的流程化；
3）实现 GIS 与流域二元水循环模型之间的自动化数据传递；
4）为用户提供界面友好、功能全面的模型配置、运行、管理环境；
5）为模型结果的输出提供多种表现形式；
6）提供模型调参、精度校验、优化的可视化环境。

## （二）平台的总体构架

**1. 设计原则**

平台的建设采用统筹规划与逐步完善的策略：首先进行平台的整体规划，确定系统的研究开发的思路和总体框架。在总体规划的基础上，采用逐步完善的方法进行设计和开发：先设计开发成熟的、迫切需要的部分，然后逐步进行整合，逐步使系统覆盖面更全面，形成完整的流域空间信息的基础平台。

平台设计总体遵循以下设计原则：

（1）先进性原则　采用面向对象的软件设计理念，以“地理空间数据仓库”的大框架组织海量空间数据；在应用系统的开发上采用“可视化编程语言＋ GIS 控件”的组件式开发策略。各项技术的采用，在充分完成系统功能的情况下，确保平台在软件技术上的先进性；

（2）实用性原则　平台要界面友好，功能完善，简单易学，操作方便；

（3）可拓展性　平台从信息要素、分类编码到功能模块、数据结构等都是易于扩充的，能够满足系统未来的发展和扩充需要，做到即插即用；

（4）稳定性原则　在系统设计中，进行各种方案的比较和优化，保证系统稳定、可靠。

**2. 总体结构**

在系统设计原则的指导下，根据黄河流域水资源二元空间信息平台的数据特征、功能划分及其驱动下的数据流程，将本系统划分三个部分：基础平台搭建、数据库建设、应用系统开发。系统的总体架构和开发策略如图 7-2 所示。

（1）基础平台　由网络和操作系统、安全机制、评价机制等组成，为模型系统提供有效的支撑环境。

（2）数据库系统　以黄河流域水资源研究为核心的空间数据仓库，数据按各个专题分类、分级进行储存，为应用系统提供数据支撑。

（3）应用系统　应用系统主要包括以下应用模块。

• 数据管理子系统：在空间信息技术、数据库技术和网络技术的支持下，为各种用户提供“一站式”的服务，根据用户不同层次的需求，快速便捷地查询研究的相关数据资源。

• 应用分析工具集：为用户提供各种数据处理和分析工具，包括统计分析、数据挖掘、空间分析、时间序列分析等。

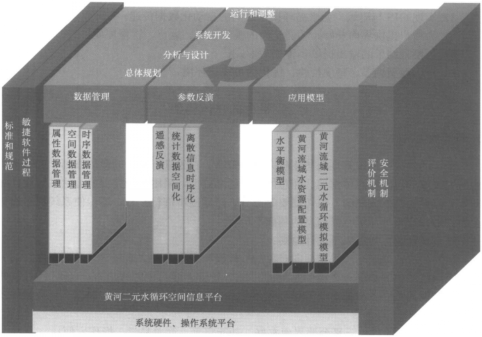



图 7-2　黄河流域二元水循环空间信息平台总体架构

• 专业模型库与模型库管理子系统：对现有水文、水资源研究领域的应用模型，进行筛选、分类，存储于专业模型库中；开发模型库系统的通用开发工具（模型库管理子系统或模型库系统平台），以方便用户快速有效地建立其具体领域的模型库，最大限度地保证已有模型、方法不同层次的重用，提高科研效率。

### （三）平台网络结构设计

黄河二元平台需要处理海量空间数据，以及复杂专业模型的集成，因此采取 C/S 二层结构。今后随着应用的深入和服务对象范围的扩大，可以拓展基于国际互联网（Internet）的网络信息服务。本系统的网络结构为图 7-3。

## 三、平台开发与运行环境

### （一）开 发 环 境

系统开发的软件环境包括以下内容：

• 服务器操作系统：Windows 2000 server 或 Windows 2000 professional；

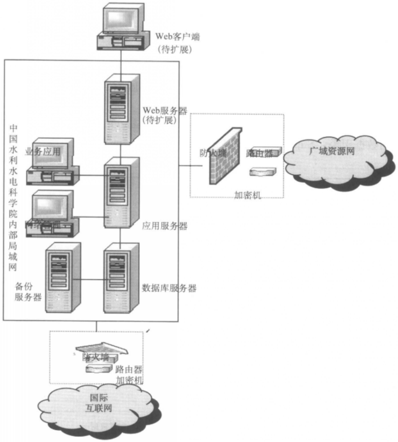



图 7-3　黄河二元平台的网络结构

- 空间数据处理平台：Supermap；
- 数据库系统：Microsoft SQL Server 2000 或 Oracle 9i；
- 空间数据引擎：Supermap SDX for SQL Server / for Oracle；
- 主要开发工具：Delphi 7.0；

## （二）运行环境

系统总体运行环境如图 7-4 所示。

系统运行硬件环境包括：

- 服务器（网络服务器、应用服务器、数据库服务器）：采用 HP NT pc 服务器，采用中文 Windows 2000 server 操作系统。

• 存储设备：可根据实际需求选用合适的存储设备，如大容量硬盘、磁盘阵列、带库等。

• Intranet 客户端为 Intel 奔腾系列 PC 机，操作系统为中文 Windows 2000/ XP，安装 IE5.0 以上的浏览器。

系统运行软件环境包括：

• 服务器操作系统：Windows 2000 server 或 Windows 2000 professional；
• 空间数据处理平台：Supermap；
• 数据库系统：Microsoft SQL Server 2000 或 Oracle 9i；
• 空间数据引擎：Supermap SDX for SQL Server / for Oracle。

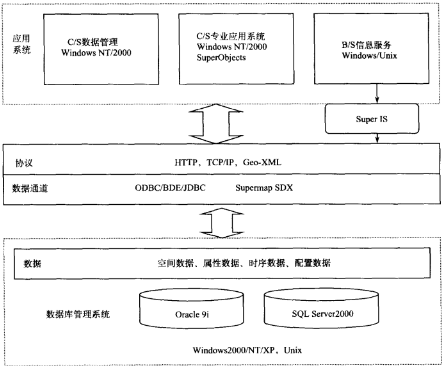



图 7-4　系统运行环境

## 第二节　平台主要功能模块分析

根据项目的研究需求，平台的主要功能模块包括 4 个主要模块：数据管理、信息加工和参数提取、模型管理与应用、成果输出；同时还设计了 2 个辅助模块：空间分析与数据挖掘工具集、安全管理模块。平台的主控界面如图 7-5 所示。

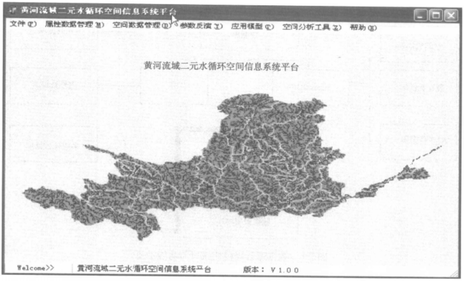



图 7-5　黄河二元平台的主控界面

# 一、数据管理

数据管理子系统面向数据管理、空间信息处理等研究人员，利用空间信息技术，为工作人员提供水资源数据管理和编辑的工作平台，科学有效地对黄河流域水资源时空数据进行管理，使用户可以高效、便捷地获取所需的资料，并通过各种分类条件查询、统计空间数据和属性数据，给用户以清晰的数据信息。子系统主要包括面向数据库管理人员的数据库管理模块和面向科研人员的数据管理维护模块。

子系统与数据库的接口主要是通过 Supermap SDE+ 空间数据库引擎和 BDE。其中通过 ArcSDE 与空间数据库和影像数据库进行通讯，通过 BDE 与元数据库、属性数据库等进行通讯。数据库管理模块主要完成对数据库的管理工作，包括新建数据库、删除数据库、新建表、删除表、表结构修改、按属性表的指定字段进行排序（升序、降序）、按属性表的指定字段进行统计（记录的最大值、最小值、数值范围、平均值、均方根等）以及数据入库等功能。其接口如图 7-6 所示。

数据管理维护模块包括数据输入输出、数据编辑、数据质量检查、数据显示浏览、数据查询、安全管理等功能。数据库中的数据主要有以下几种类型：

（1）属性数据　　如站点观测数据（气象、水文）、社会经济要素、用水统计数据等。

（2）空间数据　　有基础空间数据和专题空间数据等；按照存储结构又可以分为栅格数据（如遥感影像）、矢量数据（如行政区界线等）（图 7-7）。

（3）时间序列数据　　研究水资源演化所需的长时间序列的历史数据和现时数据。

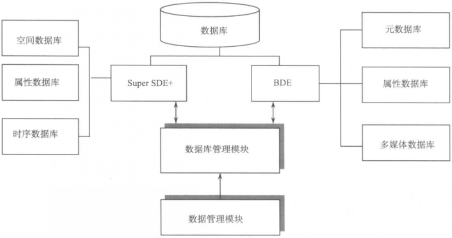



图 7-6　数据库管理模块接口与功能示意

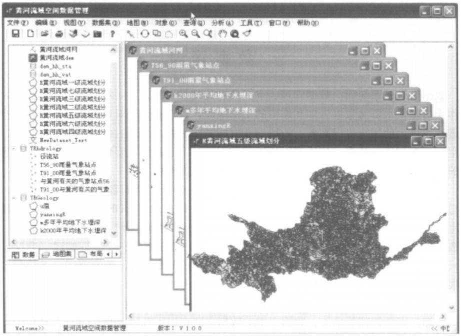



图 7-7　空间数据管理

数据管理模块实现空间/非空间数据的一体化管理（如：空间、属性数据的双向查询），并通过数据积累，对时序数据进行管理和维护（图 7-8）。

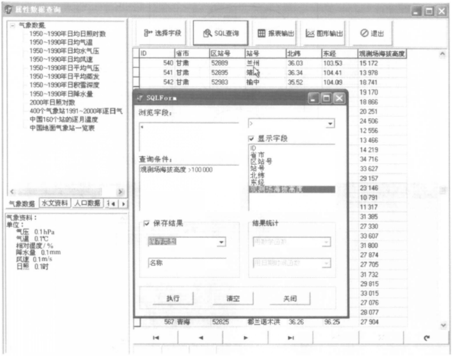


图 7-8　空间-属性-时间要素综合管理

## 二、信息加工和参数提取

"信息加工和参数提取"是以流域二元水循环模拟和水资源评价、配置等实践需求为出发点，以水资源演化理论为指导，对表征流域水文过程的关键要素进行定量化、空间化和规范化的过程。各种来源、格式的原始数据通过"参数提取"模块的处理，将得到标准统一、格式规范、时空分布合理、精度可靠的参数数据集。系统的信息提取方法包括转换、空间计算、空间分析等（图 7-9）。

该模块包含：

（1）水文参数的遥感反演　水文参数的遥感反演子模块采用前面相关章节（第 3 章、第 4 章）的技术方法，以遥感影像为主要信息源，结合地面气象站、雨量站观测资料，反演黄河流域蒸散、降雨量及多种能量与水平衡参数（图 7-9）。

（2）站点观测数据空间化　站点观测数据空间化子模块针对流域水资源资料处理的常规需求，内置多种数值方法，对地面气象站、雨量站多年观测资料采用相应的内插方法，进行站点空间化。其基本界面见图 7-10。

（3）社会经济数据空间化　社会经济数据空间化子模块对前面相关章节（第 5 章、第 6 章）的技术方法进行了规范和移植，将复杂的分析处理工作流程化，用户完成

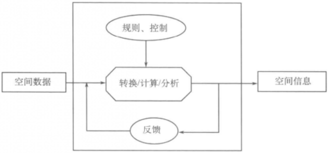



图 7-9　从空间数据到空间信息的转化过程示意图

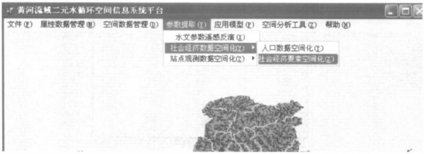
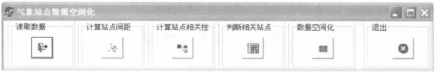



图 7-10　参数提取模块功能与结构

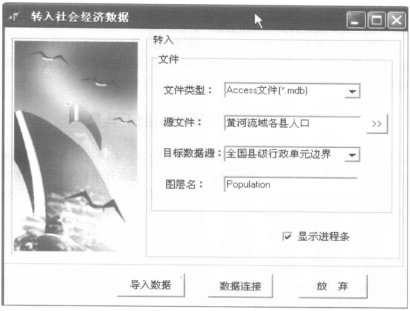



a. 站点数据空间化主要功能

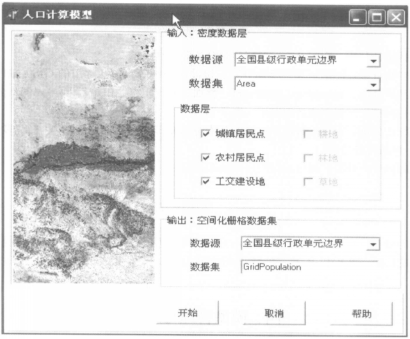



b. 转入站点数据文件

图 7-11　站点数据空间化模块界面




a. 输入项选择




b. 参加计算的数据层选择(以人口数据空间化为例)

图 7-12　社会经济要素空间化模块界面

空间化工作只需 2 步：

1）转入社会经济统计数据（表格数据）（图 7-12a）

2）空间化模型参数设置（图 7-12b），包括输入项选择、参加计算的数据层选择。以人口数据空间化为例，默认的数据层为城市居民点、农村居民点和工交建设用地，对于一些特殊地区，可以选择耕地、林地、草地数据层参加模型计算。

## 三、空间分析与数据挖掘工具集

对数据的处理与分析是科研工作的基础和重要内容。本项目拟在充分调研的基础上，对水资源领域的实际需求进行概括和提炼，开发一批本领域科学研究工作所必须的工具集，作为即插即用的通用组件提交用户选用。包括：数据整合工具、数据分析工具和三维分析工具。

### （一）数据整合工具

完成常规的数据集操作功能，包括数据抽取、转换、装载工具，数据质量诊断工具，数据集的备份、复制工具等（图 7-13）。

### （二）数据分析工具集

包括统计分析、空间分析、时间序列分析等工具集。

• 空间分析：图形运算、叠加分析、缓冲区分析等；包括常用的 GIS 空间分析功能：缓冲区分析、邻近分析、穿越分析，叠加分析（相交、相并、相异），网络分析等，空间分析的结果可保存成新的图层（图 7-4）。

• 统计分析：对属性数据和图像的基本分析功能；包括回归分析（一元/多元回归分析）、区域统计分析。

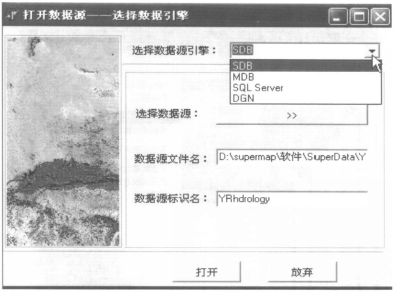
• 时间序列分析：通过对时间序列的数据分析，找出时间空间变化规律。

### （三）三维建模分析

面向分布式水文模型的数据需求，突破二维分析模式，实现一维、二维数据向三维数据集的转换，并提供基于三维数据的空间分析、三维量算、要素提取等功能（图 7-15）。

## 四、模型管理与应用

本次研究开发的“黄河流域二元水循环模型”是由流域分布式水循环模拟模型和集总式水资源配置模型耦合而成，两大模型又包括多个相对独立而又相互影响的子模型，

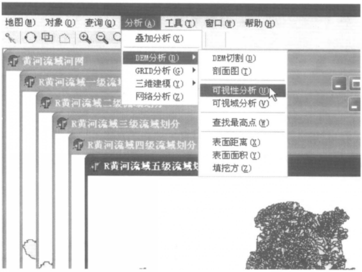



a. 数据引擎选择

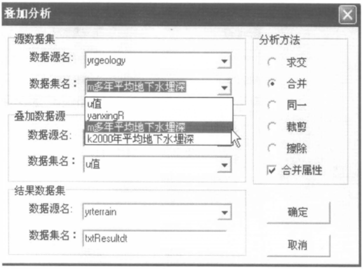



b. 数据集复制

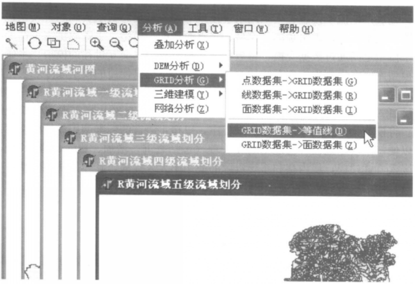
图 7-13　数据整合工具




a. DEM分析




b. 叠加分析




c. GRID分析

图 7-14 空间分析与数据挖掘工具集

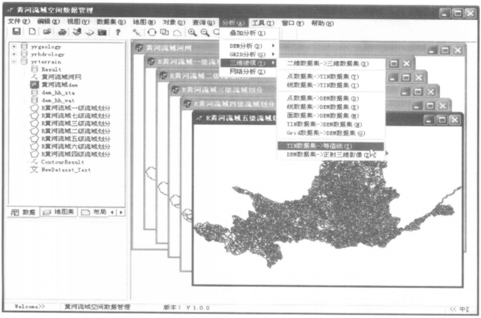



图 7-15 三维建模分析

如分布式水循环模拟模型包括冠层截流模型、蒸腾蒸发子模型、土壤水子模型、地下水子模型、地表产汇流子模型、人工用水子模型等，流域集总式水资源配置模型包括社会经济发展预测子模型、需水预测子模型、多水源调配子模型、水资源供需平衡子模型等等。各子模型之间通过数据交换、参数传递实现对复杂的交互过程的模拟。本研究拟建立应用模型库，在模型库管理系统的支持下，为用户提供便捷的模型服务，模型库系统软件实现采用组件构模的思想，各个模型都由一个组件来独立实现，每个组件都提供标准模型接口（包括数据接口和指令接口），所有组件联合起来共同实现整个模型库系统的功能。将模型构件看成应用程序的子程序，以宿主语言的标准调用。使模型库系统模块化，以便每个模型能被容易地使用和管理（包括查询、增加、删除、修改等），可使用户以嵌入方式建模，使内存和系统资源的使用率大大提高，具体的功能包括：

- 已有经典模型的查询、应用；
- 已有经验/半经验模型的修正；
- 新的应用模型的创建和应用；
- 所有模型的维护（增加、删除、修改）。

模型库管理子系统主要包括模型接口、模型的运行管理与模型的存储管理以及编

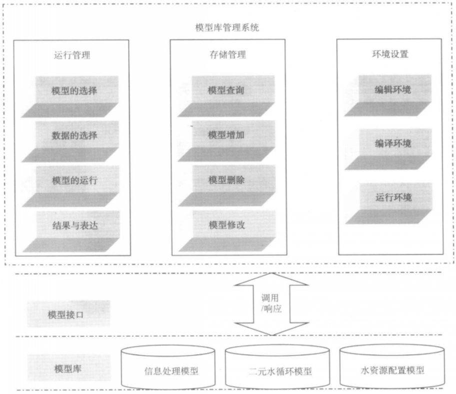



图 7-16　模型库子系统的基本框架

辑、编译环境等四个部分，模型库系统的基本框架见图 7-16。

## 五、成 果 输 出

系统输出的信息有两类：一类是地理基础数据；另外一类是模拟、分析、处理、监测或仿真出来的结果，即分析后结果的展示。平台将用户查询的结果或是数据分析的结果以图形的方式加以表达，在计算机屏幕上显示或通过绘图仪输出，即实现地理数据的可视化。

黄河二元平台提供的可视化表达包括数据和成果显示：空间数据缩放、漫游、增强等基本功能，以及多层数据的叠加等，主要有以下几种方式。

（1）统计图表　　将数据转换为相关的统计图表，如柱状图、圆饼图、折线图等，可以直观地获得数据的变化、波动、比例方面的信息。

（2）专题图　　在普通图的基础上，着重反映某一种或几种自然或社会经济要素的地理分布，或强调要素某一方面特征的地图，如土地利用图、面降雨、地表地下水资源量图等，对这些专题进行分级显示、年际比较、矢量叠加、标记注释等（图 7-17）。

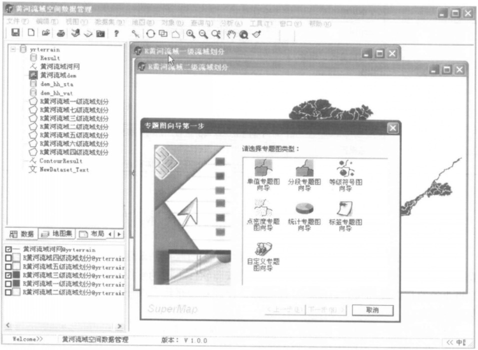



图 7-17　专题图制作工具集

（3）三维可视化和虚拟地理环境　　图形图像具有比文字更容易理解事物的结构。平台对科学数据进行可视化表达，使得枯燥抽象的数据变得直观、生动，增强人们对其

的理解；同时，提供一系列工具，使得人们可以通过交互操作，对大量的数据之间的关系进行分析。

## 六、系统安全设计

系统安全管理的具体内容包括：原始信息源的保管与备份，信息源使用交接的审批权限，防止数据流失的纪律与管理措施等；作业期间阶段性数据在运行系统主服务器、局域网中的安全保证，防火墙的建造与管理，数据使用权限，以及阶段性成果数据的定期批量备份制度等；最终成果数据产品的知识产权保护及相应的处罚措施等（胡晓惠等，2002）。对本系统而言，数据管理权限主要划分为三种：数据浏览、查询；数据维护（定义、增、删、改）；数据处理日志的管理。安全技术层面采取的主要措施见表7-1。

总之，系统在技术及管理两方面入手，确保数据安全，在保证提供数据共享服务的同时，保障流域水循环研究过程的连续性及形成成果的安全性。

**表 7-1　系统安全风险及对策**

| 应用 | 安全风险 | 安全对策 |
|---|---|---|
| 数据库 | 硬件损坏 | 建立良好的数据冗余备份系统 |
| | 数据被篡改、删除、替换 | 建立统一的网络资源访问控制规则<br>建立完善的网络监测和审计机制<br>建立良好的冗余备份系统 |
| | 服务响应缓慢或拒绝服务 | 实时入侵检测、系统监控，及时发现入侵事件，阻断攻击通道 |
| 应用系统 | 信息泄露 | 对内部网络信息资源进行严格的密级划分<br>建立统一的用户授权机制<br>建立统一的高强度的网络传输加密通道和网络数据包的加密机制 |

# 第三节　平台建设的关键技术与特色

开发本系统的目的是为流域水资源研究服务，因此在系统建设的过程中，我们以流域水资源研究过程中的实际需求为指导，将按照软件工程的建设规范、资源与生态环境监测业务的相关性和特点，结合具体实际，设计管理系统。系统建设的关键技术集中体现在三方面。

1）多源、海量空间数据与非空间数据的一体化存储；

2）平台框架：采取组件式 GIS 平台；

3）专业模型集成：模型库与模型库管理系统。

## 一、数据资源层

采用国产（超图科技公司）GIS 软件 Supermap 的 SDE＋ for SQL Server/Oracle 作为 GIS 服务器，并通过 SQL Server/Oracle 与 SDE 的集成对空间数据进行管理，关系数据管理系统提供数据服务，空间数据存储在数据库中，SDE 服务器进程作为应用服务器，对客户端应用软件发出应用请求，进行处理并转换为对关系数据管理系统请求，然后将关系数据管理系统返回的数据，经处理后提交给客户端应用程序。在复杂的多用户编辑环境下，Supermap SDE＋还提供完善的长事务管理和版本管理功能。

### （一）实现了多源、海量空间数据与非空间数据的一体化存储

空间数据库技术已经代替传统的文件管理方式，逐步成为空间数据管理的主流技术。系统采用对象-关系型数据库（SQL Server/Oracle 9i）作为后台数据库，管理空间数据和属性数据，确保了空间和非空间数据的一体化集成。对象-关系型数据库强大的空间数据插件采用关系模型＋部分面向对象机制，利用数据表的形式存储空间数据。

用通常的列存储属性数据，用类型为 SDO _ GEOMETRY 的列存储空间数据，同时它集成了 GIS 中的大部分空间关系、空间操作、空间函数，实现对多种特征集的存储、检索、修改、查询等操作。本技术的优势在于符合开放式 GIS（Open GIS）规范，为信息共享奠定了基础；增加空间数据的互操作性，充分保障本系统与其他系统之间的信息互联互通。

数据库是以数据表为单位来存储数据的，每个表拥有一定的行和列，每一列称为一个字段，每一行称为一条记录，形成数据库-表（或视图）-记录这样一个等级概念体系；Supermap 采用面向对象的设计方法，将空间数据以数据源为单位来组织，数据源中包含了一个或多个数据集，每个数据集（栅格数据集除外）包含了一个或多个同一类型的空间要素，如点、线、面、文本、复合对象等，形成数据源-数据集-空间要素这样一个等级概念体系。

### （二）数据管理：异地、异构空间数据库的接口与转换

推动格式无关数据集成，充分利用已有数据资源，实现数据库平台无关性：SuperMap SDX＋通过统一空间数据概念模型，对用户屏蔽了底层数据库的差异，使得 SDX＋的用户可以完全不关心底层数据库，把所有精力放在解决行业应用问题上。直接支持大型空间数据库：SuperMap SDX＋支持从 Internet 上直接对空间数据进行管理。用户无需购置任何其他的设备或软件，也无需任何设置，只要用户能连到 Internet，即可以访问 Internet 上的 SuperMap 空间数据库。通过 SuperMap SDX＋和 SuperMap Objects 可以开发全方位的 GIS 应用系统，它支持浏览、查询、编辑、锁定等所有的 GIS 操作。同样的远程异地空间数据库；跨平台的空间数据操作能力：通过 SuperMap SDX＋，用

户可以访问不同平台上的数据库系统，包括 Linux，Unix 等，甚至可以将数据库服务器建立在分布式并行服务器上，而数据对于客户端是完全透明的，所有处理都由 SuperMap SDX+自动处理，不需更改任何代码和执行任何额外操作，即可实现对这些平台的访问。灵活的数据集成方式：由于 SuperMap SDX+是将空间数据和属性数据一体化地存储在 DBMS 中，因此可以很方便地通过其他的软件来访问存储在 DBMS 中的数据，也可以通过 ADO 或者其他编程接口来编写程序访问数据，从而实现和其他软件和系统数据的集成和共享。

## 二、业务应用层：GIS 平台

黄河流域二元水循环空间信息平台的数据特征决定了其必需以 GIS 技术为依托。传统的集成式 GIS 系统功能齐全，但是系统过于庞大，组织方式不适合专业应用，只能用来进行数据的预处理；组件式 GIS 式是基于 COM 技术发展起来的新型 GIS 技术，它分组件封装 GIS 的各种功能，且在二次开发中能由开发人员根据行业要求组织功能结构，并与土地分等定级模型相结合，开发出具有较强适应性和针对性的专用系统。同时，将 GIS 组件和工作流、动态表单等组件结合开发，实现了整个系统从结构、功能以及界面的一体化。

SuperMap 是中国科学院地理信息产业发展中心、北京超图地理信息技术有限公司自主版权的大型 GIS 开发平台，以实用、便利和开放作为首要目标，为构建企业级的地理信息系统提供。SuperMap 是全组件式地理信息系统软件，基于 COM 技术的、标准的 ActiveX 组件共有 8 个 ActiveX 控件，121 个对象，2120 个接口。这些控件中封装了地理信息系统全方位的功能，包括空间数据的显示、查询、编辑、空间分析（包括网络分析和三维分析）、处理和制图等功能（表 7-2）。SuperMap 的所有功能都封装在控件，通过 VB，VC++，Delphi，PowerBuilder，C++ Builder，Visual Foxpro 等开发者熟悉的编程语言，可对 SuperMap 进行二次开发，开发出 GIS 应用软件和系统。

表 7-2 Super Objects 组件划分及功能界定

| 序号 | 组件名称 | | 功能描述 |
|---|---|---|---|
| 1 | 工作空间组件 | SuperWorkspace | 数据创建、打开、管理等 |
| 2 | 地图窗口组件 | SuperMap | 数据管理、查询、分析等 |
| 3 | 图例组件 | SuperLegend | 图例生成、编辑、制图等 |
| 4 | 制图组件 | SuperLayout | 地图排版、制图、输出等 |
| 5 | 拓扑处理组件 | SuperTopo | 建立多边形、线、网络拓扑 |
| 6 | 三维组件 | Super3D | 建立 TIN，DEM 和 3D 显示等 |
| 7 | 辅助组件 | SmxLockInf，SuperWksp Manager，SuperGridView 等 | 辅助开发工具 |

目前实现通用GIS空间分析功能与水文水资源专用模型的结合主要有两种途径：基于数据交换的松散耦合式和基于组件的嵌入式结合。其中前者实现简单，技术要求低，但对用户专用模型的支持程度不够。本次研究采用基于组件的嵌入式结合，即利用组件开发技术，将专业应用模型封装成一个组件，作为GIS系统中的一部分。GIS的通用功能组件与应用模型组件具有公共的数据环境和操作平台，并以统一的用户界面与用户进行交互。这种方法的优点在于充分利用GIS的空间分析功能，支持应用问题的数据集定义、模型定义、模型生成和模型检验等整套过程。系统集成的流程框架见图7-18。

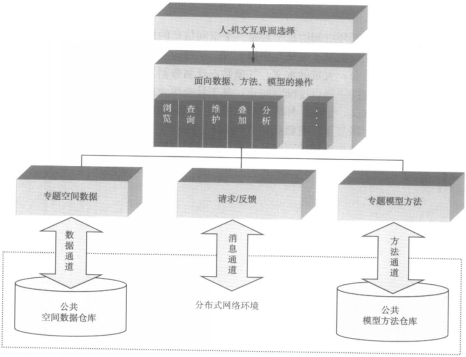



图7-18　系统集成的流程框架

## 三、模型库与模型库管理系统

模型库管理子系统采用“框架+插件”的开放的构建模式，充分满足今后研究工作继续深入时的模型增加、修改、调试等工作。专业模型库：对现有各种应用模型，按照输入-处理-输出的模式（IPO）进行筛选、分类，存储于专业模型库中。一个专业模型对象包括以下基本要素：①输入：输入参数；②处理：模型算法；③输出：计算结果；④控制：定义域和值域。

模型库管理子系统：开发模型库管理子系统，方便用户快速有效地建立其具体领域

的模型库，尽量减少和避免不必要的重复开发。其功能包括：对大量模型进行分类和维护：模型库系统应能对具体应用领域的大量模型进行分类和维护；快速有效地建立新的模型；用户通过模型库系统能快速有效建立新的模型；采用合适的数据结构，进行查询、分析和显示，以及模型和数据库之间的嵌入与通信；提供模型的修改、删除等管理功能；协助用户选择相关的分析模型；采用专家系统和人工智能等技术协助用户选择相关的分析模型；根据模型模板高效地建立复杂模型；用户能利用模型库系统已有的模型模板来高效地建立新的相对复杂的应用模型；提供友好的用户界面。

## 四、平台建设小结

黄河流域二元水循环空间信息平台是一个空间信息的加工厂，GIS 在水文水资源信息处理方面全方位支持流域水循环与模拟研究。平台为水文水资源数据的标准化、归一化处理提供了支撑平台；大量的水文、气象站点观测数据、路线调查数据和区域统计数据在平台空间模型支持下得以连续空间化；基于社会单元的人口、经济数据得以赋予空间特征，与气候、水文、生态、环境等自然要素一起，构成完整的人文、自然空间型信息系统，并在时间上恢复重建有数据以来的现代过程，进而支持自然-人文交互影响过程的定量化研究。流域水循环的空间特征和现代过程研究由于得到了完整的数据支持而进入新的阶段，推动流域水循环与模拟研究走向定量、定位和全球化。

## 主要参考文献

白璧玲. 地理信息系统在气候变迁上的应用——空间资料的呈现. http://gate.sinica.edu.tw/cc/gis/ecna/GISap.htm
边馥苓. 1996. 地理信息系统原理和方法. 北京：测绘出版社
蔡克疆，刘金清. 1993. 我国水文科学新进展及其展望. 水文，(4)
蔡元龙.1990. 模式识别. 西安：西安电子科技大学出版社
曹伟征，曲春晖. 1998. 城市下垫面组成及其水平衡要素的影响. 黑龙江水专学报，25：39～44
柴立和，杨荣贵.1999. 模型化方法的哲学思考. 大自然探索，18 (2)：87～90
陈怀亮，冯定原，邹春辉. 1998. 麦田土壤水分NOAA/AVHRR遥感监测方法研究. 遥感技术与应用，13 (4)：27～35
陈慧琳.2002. 人文地理学. 北京：科学出版社
陈家琦. 1999. 论水资源学与水文学的关系. 水科学进展，(3)
陈述彭，邵宇宾. 1996. 全球变化研究与地理信息系统. 地理学报，51 (增刊)：15～25
陈述彭，赵英时.1990. 遥感地学分析. 北京：测绘出版社
陈述彭.1990. 遥感大辞典. 北京：科学出版社
陈述彭.1998. 地球系统科学［M］. 北京：中国科学技术出版社
陈述彭.2001. 地理信息系统导论. 北京：科学出版社
陈双溪，黎健.2000. 江西'98特大洪涝气象分析与研究［M］. 北京：气象出版社
邓儒儒等. 1999. 遥感和GIS支持下的平原河网区暴雨产流模型研究. 水文，(3)
丁宏伟等. 2000. 黑河中下游水资源开发中出现的环境地质问题. 干旱研究，4
符淙斌，严中伟.1996. 全球变化与我国未来的生存环境［M］. 北京：气象出版社
高诞源等. 1999. 水文下垫面分析和分类初探. 水文，(4)
高学杰，游小宝，赵宗慈. 2003. 温室效应对我国黄河流域地区气候变化的数值模拟. 水科学进展，14 (增刊)：21～25
高志强，刘纪远，庄大方.1999. 基于遥感和GIS的中国土地资源生态环境质量同人口分布的关系研究［J］. 遥感学报，3 (1)：79～83
郭达志.1996. 地理信息系统基础与应用. 北京：中国地矿出版社
胡焕庸.1983. 论中国人口之分布［M］. 北京：科学出版社
胡毅.1994. 应用气象学［M］. 北京：气象出版社
黄洪峰. 1997. 土壤-植物-大气相互作用原理及模拟研究. 北京：气象出版社
黄美元，徐华英.1999. 云和降水物理［M］. 北京：科学出版社
黄杏元.1990. 地理信息系统概论. 北京：高等教育出版社
贾仰文，王浩. 2003. 分布式流域水文模拟研究进展及其展望. 水科学进展，14 (增刊)：118～123
江东，王建华等.1999. 人工神经网络在遥感中的应用与发展. 国土资源遥感，2：12～18
江东，杨小唤，刘红辉，王乃斌. 2002. 基于遥感/GIS的人口空间分布研究. 地球科学进展，1
江东，王建华，杨小唤. 2003. 黄河流域社会经济要素空间化. 水科学进展，增刊：46～49
江东，王建华，杨小唤. 2003. 黄河流域社会经济要素空间化. 水科学进展，14 (增刊)：46～49
江东，王建华，杨小唤. 2003. 黄河流域主要水文参数遥感反演. 水科学进展，6 (14)：736～739
江东，王建华，杨小唤. 2003. 空间信息技术支持下的人口数据空间化. 水科学进展，增刊：94～98
江东，王建华.2000. 遥感信息科学中的分形思维. 甘肃科学学报，12 (1)：53～57
江东，王建华.2003. 中国新能源与可再生能源数据库设计与集成. 甘肃科学学报，15 (1)：49～53

江东，王乃斌．2002．中国能量与水平衡监测系统．遥感信息，(2)：7～10
江东，王钰．2002．多源图像信息融合的理论与技术．甘肃科学学报，14 (1)：53～57
江东，杨小唤．2002．基于遥感、GIS的人口空间化研究．地球科学进展，5
江东．2003．地理信息系统及其在全球变化研究中的应用．北京：气象出版社
金亚秋，刘长龙．1997．人工神经网络模型反演植被生物量参数．遥感学报，1 (2)：83～87
金亚秋．1994．矢量辐射传输理论和参数反演．郑州：河南科技出版社
李长兴，沈晋．1989．考虑土壤特性空间变异的流域产流模型．水利学报，(10)
李长兴．1995．论流域水文尺度化和相似性．水利学报，(1)
李德仁，李清泉．1998．地球空间信息科学的兴起与跨学科发展．见：周光召主编《科技进步与学科发展》．北京：中国科学技术出版社．448～452
李德仁，关泽群．2000．空间信息系统的集成与实现．武汉：武汉测绘科技大学出版社
李继人，章四龙．1995．地理信息系统与流域水文模拟．水科学进展，增刊
李纪人．1997．遥感和地理信息系统在分布式流域水文模型研制中的应用．水文，(3)
林炳耀．1996．计量地理学概论．北京：高等教育出版社
刘昌明等．1997．土壤-植物-大气系统水分运行的界面过程研究．地理学报，52 (4)：366～373
刘昌明等．1999．土壤-作物-大气界面水分过程与节水调控．北京：科学出版社
刘昌明，孙睿．1999．水循环的生态学方面：土壤-植被-大气系统（SPAC）水分能量平衡研究进展．水科学进展，(3)
刘闯，葛成辉．2000．美国对地观测系统（EOS）中分辨率成像光谱仪（MODIS）遥感数据的特点与应用 [J]．遥感信息，(3)：45～48
刘国纬．1983．中国大陆上空水汽输送的研究．水文
刘国纬．1997．水文循环的大气过程．北京：科学出版社
刘金清，陆建华．1996．国内外水文模型概述．水文，(4)
刘瑞云，范天锡．1996．利用 NOAA 卫星资料反演最高地表温度．南京气象学院学报，19 (1)：106～110
刘新仁．2000．数字水文系统建设．水文，(4)
刘燕华，王强．2001．中国适宜人口分布研究——从人口的相对分布看各省区可持续性中国可持续发展．1（总第2期)：2～7 (http：//sd. thnet. gov. cn/zazhi/2-2001-1/2-7zhongguoshy. htm)
刘钰等．1997．参照腾发量的新定义及计算方法对比．水利学报，(6)
刘铮．1984．人口理论问题 [M]．北京：中国社会科学出版社
罗翔宇，贾仰文，王建华．2003．包含拓扑信息的流域编码方法及其应用．水科学进展，14 (增刊)：89～93
米红，吉国力，林琪灿．1999．中国县级区域人口、资源、环境与经济协调发展的可持续发展系统理论和评估方法研究 [J]．人口与经济，6：17～24
尼葛洛庞蒂，胡泳译．1996．数字化生存．海南：海南出版社
乔晓春，李建民，陈卫．2001．人口学教程．北京：人民教育出版社
阮均石．1997．气象信息服务 [M]．北京：气象出版社
芮孝芳，姜广斌．1997．产流理论与计算方法的若干进展与评述．水文，(4)
芮孝芳，朱建英．1989．地下汇流模型及其在流域水文模拟中的应用．水利学报，(4)
宋长青，冷疏影，吕克解．1998．地理学在全球变化研究中的学科地位及重要作用．地球科学进展，1：318
汪成为，高文，王行仁．2001．灵境（虚拟现实）技术的理论、实现及应用．北京：清华大学出版社
王浩，陈敏建，秦大庸．2003．西北地区水资源合理配置与承载能力研究．郑州：黄河水利出版社．4
王浩，雷晓辉，秦大庸．2003．基于人类活动的流域产流模型构建．资源科学，25 (6)：14～18
王浩，秦大庸，陈晓军．2004．水资源评价准则及其计算口径．水利水电技术，2：1～4
王浩，秦大庸，王建华．2001．区域水循环要素计算与测定的研究综述．黄河973项目研究和进展．郑州：黄河水利出版社：4：43～50
王浩，王成明，王建华．2003．黄河流域水文循环变化研究，水科学进展，14 (增刊)

王浩，王建华，秦大庸. 2004. 流域水资源合理配置的研究进展与发展方向. 水科学进展，收录于中国水利水电科学院 2002 年学术论文集，15 (1)：123～128

王浩，王建华，秦大庸等. 2002. 现代水资源评价及水资源学科体系研究 [J]. 地球科学进展，17 (1)：9～13

王浩，王建华，汪党献. 2003. 现代环境下的水资源综合评价体系及其方法研究. 水科学进展，14 (增刊)：110～117

王建华，江东，王浩. 2003. 年尺度下的黄河流域降水遥感反演研究. 资源科学，25 (6)：8～13

王建华，王浩，秦大庸. 2002. 基于 RS 技术的黄河流域年降水反演研究. 中国水利水电科学院 2002 年青年学术交流论文集

王建华，王浩，秦大庸. 2003. 基于统计的黄河流域人类活动水文效应分析. 水科学进展，14 (增刊)：26～33

王娟，李丽娟，王浩等. 2003. 无定河流域水文要素的时间序列分析. 水科学进展，14 (增刊)：85～88

王乃斌. 1996. 中国小麦遥感动态监测与估产. 北京：中国科学技术出版社

王燕生. 1989. 遥感水文模型及其应用. 水文

王野乔. 1997. 遥感及多源地理数据分类中的人工神经网络模型. 地理科学，17 (2)：105～111

伟思. 2002. 电子政务及电子政务安全域. 计算机世界报，20

邬伦，刘瑜. 2001 年 2 月. 地理信息系统——原理、方法和应用. 北京：科学出版社

吴洪寿，王建华. 2003. 人类活动的流域水循环效应及其定量方法. 水科学进展，14 (增刊)：41～45

吴维聪. 1989. 计算机图像处理. 上海：上海科学技术出版社

肖乾广等. 1986. 用气象卫星数据对冬小麦进行估产的试验. 环境遥感，1 (4)：23～27

肖乾广等. 1994. 用气象卫星监测土壤水分的试验研究. 应用气象学报，5 (2)：312～317

谢贤群，吴凯. 1997. 麦田蒸腾需水量的计算模式. 地理学报，52 (6)：528～535

徐影，丁一汇，赵宗慈. 2003. 人类活动影响下的黄河流域温度和降水变化情景分析. 水科学进展，14 (增刊)：34～40

许有鹏等. 1995. 遥感信息在水文动态模拟中的应用. 水科学进展，(2)

严登华，王浩，王建华. 2004. 国际水文计划发展与中国水资源研究体系构建. 地理学报，59 (2)：249～259

杨建峰. 1999. 地下水-土壤水-大气水界面水分转化综合研究. 水科学进展，(2)

杨小唤，江东，王乃斌. 2002. 人口空间化的处理方法，地理学报，57 (增)：70～75

袁作新主编，1990. 流域水文模型. 北京：水利电力出版社

张超. 2000. 地理信息系统实习教程. 北京：高等教育出版社. 11～13

张家诚. 1999. 水分循环与气候背景. 水科学进展，(3)

张建云. 1996. 短期气候异常对我国水资源的影响评估. 水科学进展，增刊

张建云、何惠. 1998. 应用地理信息进行无资料地区流域水文模拟研究. 水科学进展，(4)

张建云等. 1996. 气候变化与流域径流模拟. 水科学进展，增刊

张仁华. 1996. 实验遥感模型及地面基础. 北京：科学出版社

赵荣椿等. 1996. 数字图像处理导论. 西安：西北工业大学出版社. 162～164

郑人权. 1988. 预测学原理. 北京：中国统计出版社

周新伦. 1986. 数字图像处理. 北京：国防工业出版社

周允华，项月琴. 1987. 太阳直接辐射光量子能量的气候学计算方法. 地理学报，42 (2)：116～127

朱启疆. 1991. 应用气象卫星 NOAA/AVHRR 图像进行植被研究的多时相途径. 环境遥感，6 (27)：71～75

朱芮芮，李兰，王浩. 2004. 降水量的空间变异性与空间插值方法的比较研究. 中国农村水利水电，(7)

左大康等. 1991. 地球表层辐射研究. 北京：科学出版社

Abbott B, Bathurst J C, Cunge J A, O'Connell P E, and Rasmusen J. 1986. An introduction to the European Hydrological System-Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modeling system. Journal of Hydrology, 87: 45～59

Alisov B P et al. 1952. The Course of Climatology [C]. Hydro-Met. Izdat. 75～83

Arthur W, Knight. 1995. A neutral model to reveal patterns and processes of cover change in wooded rangelands.

*Remote Sensing of Environment*, 52: 1～14

ASPRS. 1986. Proceedings of geographic information system workshop

Asrar G M. et al. 1992. Spatial heterogeneity in vegetation canopies and remote sensing of APAR: a modeling study. Remote Sensing of Environment, 41: 85～103

Barbera P La, Lange L, Slccardi F. 1993. Hydrologically oriented GIS and application to rainfall-runoff distributed modeling: case study of the Armo Basin. IAHS Publication, (211): 171～181

Bernhardsen. 1999. Geographic Information Systems: An Introduction. New York: John Wiley and Sons, Inc. 76

Broder Merkel and Barbara Sperling. 1993. Raster based modelling of watersheds and flow accumulation, IAHS Publication

Carruthers W. 1985. Mapping the population census of Scotland [J]. The Cartographic Journal, 22: 83～87

Chow W D. 1964. Handbook of applied hydrology, NY. McGraw-Hill Inc.

Chrisman, Nicholas. 2002. Exploring Geographic Information Systems New York: John Wiley and Sons, Inc. 124

Christopher Small and Joel E. Cohen. 2000. Physiography, Climate and the Global Distribution of Human Population. URL: sedac. ciesin. org/plue/gpw/workshop. html

Clark C. 1951. Urban population densities. Journal of the Royal Statistical Society [J], 114: 490～496

Clarke, Keith. 2001. Getting Started with Geographic Information Systems. New Jersey, Prentice Hall Inc. 49

Cooper D I, Asrar G. 1989. Evaluating atmospheric cooroection models for retrieving surface temperatures from the AVHRR over a tallgrass prairie. Remote Sensing of Environment, 27: 93～102

Cracknell, A P , Y Xue. 1996. Dynamic aspects study of surface temperature from remotely-sensed data using advanced thermal inertia model. International Journal of Remote Sensing, 17 (6): 2517～2532

David R. 1993. Maidment, Development a spatilly distributed unit hydrograph by using GIS, IAHS Publication

Dunin F X. 1991. Extrapolation of 'point' measurement of evaporation: some issues of scale, Vegetetio, 91

Eck T F, Holben B N. 1994. The relationship between AVHRR split windows temperature difference and total precipitable water over land surface. International Journal of Remote Sensing, 15 (1)

Eduardo Ridao, Jose R. Conde and M. Ines Minguez. 1998. Estimating FAPAR from nine vegetation indices for irrigated and nonirrigated faba bean and semileafless pea canopies. Remote Sensing of Environment, 66: 87～100

Forrest G Hall et al. 1995. Status of remote sensing algorithms for estimation of land surface state parameters. Remote Sensing of Environment, 51: 138～156

Freeze R A. 1980. Astochastic-concepyual analysis of rainfall-runoff process on a hillslope, Water Resources Research, 16: 391～408

Global energy and water cycles, Edited by Browning K A. and Gurney R J. 1999. Cambridge, Cambridge University Press

Goetz S J. 1997. Multi-sensor analysis of NDVI, surface temperature and biophysical variables at a mixed grassland site. International Journal of Remote Sensing, 18 (1): 71～94

Goetz S J, Halthore R, Hall F G. et al. 1995. Surface temperature retrieval in a temperate grassland with multi-resolution sensors. Journal of Geophysical Research, 100: 25397～25410

Gregory Yetman, Uwe Deichmann, and Deborah Balk. 2000. Creating a Global Grid of Human Population. URL: http: //sedac. ciesin. org/plue/gpw

Harvey D. 1969. Explanation in geography. London: Edward. 142～143

Houghton J 著, 戴晓苏, 石广玉, 董敏等译. 2001. 全球变暖. 北京: 气象出版社

Hu Liqin, Wy Rongzhang, Fang Zhongyi. 2003. "Large Aperture Scintillometer and its Application to Surface Energy Balance Monitoring". Journal of Applied Meteorological Science, 14: 2

Jerome E, Dobson. 1998. LandScan Global Population Database, URL: http: // ww. ornl. gov / gist / projects / LandScan

Jiang Dong, Wang Jianhua, Yang Xiaohuan and Wang Naibin. 2002. Retrieval of Key Hydrological Parameters in the

Yellow River Basin Using Remote Sensing Technique. Proceedings of the International Symposium on Remote Sensing, Oct 30～Nov 1, Sokcho, Korea. 721～727

Jiang Dong, Yang Xiaohuan, Wang Naibin. 2001. From 1 Dimension to N Dimensions: Fractal in Automated Cartographic Generalization, ACTA Geographica Sinica, 11 (Supplement): 86～90

Kahle A B, Alley R E. 1992. Seperation of temperature and emittance in remotely sensed radiance measurements. Remote Sensing of Environment, (11): 107～111

Langran G. 1993. Issues of implementing a spatial-temporal system. Int. J. Geographic. Information Systems, 7 (4): 305～314

Llasat M C, Snyder R L. 1998. Data error effects on net radiation and evapotranspiration estimation. Agricultural and Forest Meteorology, 91: 209～221

Lo C P. 1998. Application of Landsat TM data for quality of life assessment in an urban environment [J]. Computer Environment and Urban Systems, 21 (3/4): 259～276

Maguire D J, Goodchild M F, and Rhind D W. 1991. Geographical Information Systems: Principles and Applications. Longman, London

McAneney K J, Green A E, and Astill M S. 1995. Large aperture scintillometry: the homogeneous case. Agriculture and Forest Meteorology, 76: 149～162

Montana D J, Davis L. 1989. Training feedforward neural network using genetic algorithm [C], Proc. Of 11th, IJCAI, San Mateo

Oja E. 1983. Subspace method of pattern recognition, Research Studies Press

Paul A. Longley, Michael F. Goodchild, David J. Maguire, David W. 2001, Rhind, Geographic Information Systems and Science, John Wiley & Sons LTD, New York

Paul Sutton. 1997. Modeling population density with nighttime satellite imagery and GIS [J]. Computer Environment and Urban System, 21 (3/4): 227～244

Ramakrishna Nemani, Steve Running. 1997. Land cover characterization using multitemporal red, near-ir, and thermal-ir data from NOAA/AVHRR. Ecological applications, 7 (1): 79～90

Rasmussen M S. 1998. Developing simple, operational, consistent NDVI-vegetation models by applying environment and climatic information. Part I: Assessment of net primary production. International Journal of Remote Sensing, 19 (1): 97～117

Rasmussen M S. 1998. Developing simple, operational, consistent NDVI-vegetation models by applying environment and climatic information. Part II: Crop yield assessment. International Journal of Remote Sensing, 19 (1): 119～139

Robert B, Matlock J R, and John B. 1996. Welch. Estimation population density per unit area from mark, release, recapture data [J]. Ecological Applications, 6 (4): 1241～1253

Rossema A L, Verhees E, van Putten H, Gielen T, Lack J, Wood A, Lane J, Fannon T, Estrela M, Dimas H, de Bruin A, Moene W. 2001. Meijninger European Energy and Water Balance Monitoring System, EU FP4 final report, Contract number ENV-CT97-0478

Rossema A. 2001. The Energy and Waster Balance Monitoring System: a new system for cost-effective monitoring of drought and desertification ", presentation at UNCCD Conference of Parties 5, Side-Event Monitoring Drought and Desertification Using Meteorological Satellites, October

Rossema A. 1998. Using METEOSAT for operational evapotranspiration and biomass monitoring in the Sahel region. Remote Sensing of Environment, 45: 1～25

Rossema A. and Verhoef W. 1991. Modeling of fluorescence light-canopy interaction. Proceedings of the 5th International Colloquium Physical Measurements and Signals in Remote Sensing, Courchevel, France, 14～18 January. 319～321

Saunders R W. and Kriebel K T. 1988. An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from

AVHRR data. International Journal of Remote Sensing, 9 (1): 123～150

Solaiman M C et al. 1994. A hybrid algorithm: HLVQ, combining unsupervised and supervised learning approaches. International conferences on neutral network. ICNN'94

Sun Siheng. 2001. "Use of the CEWBMS for Desertification Monitoring in China", presentation at UNCCD Conference of Parties 5, Side-Event Monitoring Drought and Desertification Using Meteorological Satellites, October Sun Siheng, Fu Rong, Rosema, Andries and Verhees, Luc (2001) "Utility of the CEWBMS for Desertification Monitoring in China", Proceedings of the conference Desert Technology VI, September 16～24, Urumqi, China

Tang Q Y. and Feng M G. 2002. DPS Data Processing System for Practical Statistics. Beijing: Science Press

Wu Rongzhang, Hu Liqin et al. 2001. "The Large Aperture Scintillometer for Measuring Sensible Heat Flux", Proceedings of the Symposium on Meteorological Equipment and Observation Technique in China, 28～35

Wu Rongzhang, Hu Liqin, Zhan Yuanyuan, Qian Suan, You Ran. 2002. "The S-VISSR Image Based Chinese Energy and Water Balance System and its Potential Application on Drought Monitoring", Proceedings of the SPIE 3rd International Asia-Pacific Environmental Remote Sensing Symposium

Wu Rongzhang. 2001. "Scientific Validation of the China Energy and Water Balance Monitoring System", presentation at UNCCD Conference of Parties 5, Side-Event Monitoring Drought and Desertification Using Meteorological Satellites, October

Yi-Fan Li. 1996. Global Population Distribution Database. URL: grid2. cr. usgs. gov/ globalpop /1-degree